

В. В. ЗОЛОТУХИН
Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ

**ОСОБЕННОСТИ
МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ
РУДОНОСНЫХ
ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения

552.32

В. В. Золотухин, Ю. Р. Васильев

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
НЕКОТОРЫХ
ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

995



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1967



Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.

**Особенности формирования некоторых трапповых интрузий
северо-запада Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967 г.**

В монографии приводятся новые материалы по петрологии сульфидоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы (Норильск I и II, горы Черной, Имангдинской, группы Курейских интрузий), а также безрудной Нижне-Фокинской дифференцированной интрузии. Объяснение механизма формирования их ведется с позиций, которые высказаны одним из авторов ранее и уже описаны для интрузии Норильск I (Золотухин, 1964₃). Широко использован микроструктурный метод исследования первичных магматических текстур, примененный при изучении данных объектов. Петрологические и петрохимические исследования увязываются с появлением в интрузиях сульфидного оруденения. Книга может представить интерес для петрографов, геологов, исследующих трапповый магматизм, рудничных геологов и студентов старших курсов геологических факультетов. Рис. 104, таблиц 33, стр. 232, библиогр. 182.

Ответственный редактор

академик В. С. СОБОЛЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию работа — итог второго этапа исследования (1963—1966 гг.) по теме: «Механизм формирования дифференцированных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы с сульфидным оруденением», разрабатываемой в лаборатории петрографии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР. Результаты первого этапа изучения по теме были опубликованы в монографии (Золотухин, 1964₃) и в ряде статей авторов. Настоящая работа посвящена продолжению этих исследований на других интрузиях и детализации отдельных моментов по раннему объекту изучения — интрузии Норильск I.

Распределение изучавшихся интрузий по территории северо-западной части Сибирской платформы можно видеть на рис. 46. Они находятся в пределах Норильского, Имангдинского, Курейского рудных узлов (Урванцев, 1958₁), а также в районе р. Фокиной.

Выбор объектов для исследования определялся теми их отличиями друг от друга (в рамках единства строения норильского типа интрузий), которые, по нашему мнению, имеют глубокий генетический смысл.

Так, интрузия Норильск II в значительной своей части — крутосекущее тело с отсутствием признаков дифференциации, а ответвляющиеся от него пологие части имеют хорошую дифференциацию. Появление такситовых габбро-долеритов в любых частях разреза, а кое-где и сплошь по интрузии также представляло интереснейшую особенность именно этой интрузии.

Черногорская интрузия, имеющая в кровле песчаники и сланцы пермокарбона, отличается развитием в ее кровле относительно мощных кислых гибридных пород при отсутствии верхних такситов, что является характерной особенностью этой интрузии. В то же время Имангдинская интрузия, имеющая в кровле известняки и мергели вмещающей толщи, не содержит кислых гибридных пород, но обладает горизонтом верхних такситовых габбро-долеритов с сульфидной минерализацией и мощными зонами метасоматитов в эндо-экзоконтакте.

Интрузия Второго порога (по р. Курейке) представляет интерес сочетанием малой мощности (около 20 м) и четкого дифференцированного строения. В то же время в интрузии горы Подкова (бассейн р. Курейки) при гораздо большей мощности наблюдается заметно меньшая четкость дифференциации.

Интрузия горы Озерной относится предыдущими исследователями (Старицкий и др., 1960) к типу слабодифференцированных такситовых габбро-долеритов с «висячим» положением рассеянной сульфидной минерализации и проявлением самородного железа.

Нижне-Фокинская интрузия имеет разрез норильского типа, но с преобладанием в разрезе пикритовых и троктолитовых разностей. Следующей важной особенностью, требующей объяснения, является

отсутствие в разрезе интрузии тацитовых горизонтов, отсутствие сульфидного оруденения при значительных количествах силикатного никеля в оливине пикритовых долеритов (Архипова, Начинкин, 1964).

Представляло интерес не только разобраться в общности механизма образования интрузий с норильским типом строения, но и попытаться привлечь для его объяснения имеющиеся экспериментальные материалы и цифровой материал, подтверждающий большую роль явлений гравитации в их образовании, а также дать общую схему их развития и становления. Как приведенные в настоящей работе материалы, так и уже опубликованные позволили также провести сопоставление химизма исходных магм для базальтоидных интрузий вообще.

Глава I, посвященная интрузии Норильск II, а также раздел по Нижне-Фокинской интрузии главы II написаны Ю. Р. Васильевым; остальные разделы главы II и глава III — В. В. Золотухиным.

Авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность академику В. С. Соболеву за консультации, постоянный интерес к исследованиям по данной работе и труд по ее редактированию.

ПЕТРОЛОГИЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК II

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК II

Норильский район северо-западной окраины Сибирской платформы уже более 40 лет привлекает к себе пристальное внимание геологов. Особенно интенсивное геологическое изучение этого края началось после открытия в начале 20-х годов Н. Н. Урванцевым медно-никелевого месторождения Норильск I. Благодаря усилиям большого коллектива геологов в этом районе были обнаружены и изучены многочисленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, связанные пространственно и генетически с трапповыми сложнодифференцированными интрузиями. Прежде всего к ним относится недавно открытое Талнахское месторождение, а также месторождение Норильск I, Норильск II, горы Черной, Имангдинское и др.

В геологическом строении Норильского района¹ принимает участие сложный комплекс разновозрастных карбонатно-терригенных, вулканогенных и интрузивных образований. Наиболее древние породы района — карбонатно-терригенные отложения синия. Некоторыми исследователями (Урванцев, 1958₁; Урванцев и др., 1964; Старицкий и др., 1960) они относятся к верхнему горизонту складчатого основания платформы, на котором располагается мощный чехол, представленный пологозалегающими отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего карбона, породами тунгусской серии С₂ — Р и туфолоавовой толщей нижнего триаса.

Кембрийско-ордовикская толща сложена в основном карбонатными породами, имеющими местами флишеидный облик. Мощность этого тектоно-структурного яруса достигает 4000 м.

Среднепалеозойские отложения (силур — нижний карбон) представлены чередованием морских и лагунных фаций. Мощность этой толщи равна 1700 м.

Контакт между нижним и средним палеозоем характеризуется стратиграфическим перерывом с выпадением верхних горизонтов верхнего ордовика и нижних горизонтов нижнего силура.

Верхнепалеозойские отложения (тунгусская серия континентально-угленосных пород С₂ — Р и туфолоавовый комплекс нижнего триаса) имеют в Норильском районе непостоянную мощность (от 1500 до 2000 м) и налегают на различные горизонты среднепалеозойских толщ, «что свидетельствует о значительном региональном перерыве и общей перестройке плана ниже- и среднепалеозойских структур платформы» (Маслов, 1963).

¹ Более подробное описание геологического строения района дано в монографии 1964 г. (Золотухин, 1964).

Магматическая деятельность в Норильском районе наиболее полно была изучена М. Н. Годлевским (1958, 1959), который выделяет здесь четыре вулканических цикла — один (локальный) в перми и три в триасе. Каждый триасовый цикл начинается излиянием более кислых лав (толеитовых базальтов) и заканчивается основными базальтами (до пикритовых разностей). В конце каждого цикла проявляется интрузивная фаза. Особенно богат интрузиями траппов был второй триасовый цикл, к которому относятся и проявления рудоносных хонолитов дифференцированных габбро- и норит-долеритов.

Магматическая деятельность тесным образом была связана с тектонической жизнью района.

Среди исследователей северо-западной части Сибирской платформы нет единого мнения о ее геоструктурном положении. Ряд исследователей (Урванцев, 1958; 1960; Старицкий и др., 1960) считают, что «окраинная, прилегающая к складчатой зоне часть платформы представляет собой краевой герцинский прогиб, также образовавшийся на месте ранее существовавшего здесь Приенисейского передового прогиба байкальского возраста» (Урванцев, 1960). Другие исследователи (Косыгин, Лучицкий, 1963; Маслов, 1963; Виленский и др., 1964) относят этот район к области перикратонного опускания, вкладывая в это понятие определенное генетическое содержание — глубокое погружение фундамента, его раскалывание на блоки, накопление больших мощностей осадков, наличие складчатости и интрузивного магматизма, тесную связь с платформой. Ширина зоны перикратонного опускания северо-западной окраины Сибирской платформы оценивается в 250—300 км.

Основными структурами этой зоны (по Г. Д. Маслову, 1963) являются западное крыло Тунгусской синеклизы, общее с восточным крылом Хантайско-Рыбинского вала, Норильско-Хараелахский прогиб и Далдыканский вал. Эти структуры первого порядка осложнены мульдами (Норильской, Хараелахской, Кайерканско-Пясинской и др.), седловидными и флексурными складками и дизъюнктивными нарушениями. Среди последних выделяются: а) сбросы карбоно-пермского возраста, доэффузивные (Норильский, Черногорский, Макусовский и др.); б) сбросы триасового возраста, среди которых выделяются сбросы, возникшие несколько ранее или одновременно с образованием рудоносных дифференцированных интрузий, и сбросы, относящиеся к послееффузивному времени (Медвежий, Ивакинский, Имангдинский и др.). Амплитуда сбросов колеблется от первых метров до 2000 м.

Более подробно мы остановимся на геологическом строении месторождения Норильск II, открытом и впервые обследованном Н. Н. Урванцевым в 1925 г. В верховьях ручья Рудного (правый приток р. Ергалах) и на северных склонах Норильского плато им было обнаружено сульфидное медно-никелевое оруденение, приуроченное к выходам интрузии габбро-диабазового состава. В последующие годы месторождение стало объектом внимания норильских геологов, проводивших здесь геолого-съёмочные, геофизические и разведочные работы. В разное время здесь работали Н. Н. Урванцев, Б. Н. Рожков, А. Е. Воронцов, Н. С. Зонтов, И. А. Коровиков, В. К. Котульский, М. Н. Годлевский, Г. Д. Маслов, Ю. Н. Лепешинский, М. Кан, Л. Л. Ваулин, Г. М. Семенов, С. П. Степанов, С. А. Постонен, В. Г. Бертош и др. Минералогическое описание сульфидных руд месторождения было сделано в 1946 г. Г. М. Шешуковой.

Следует отметить, что разведочные работы были сосредоточены главным образом на более перспективной и лучше обнаженной северо-восточной половине месторождения, где пробурена основная часть разведочных скважин, пройдено четыре штольни, многочисленные шурфы и каналы. Такая неравномерность разведочных работ привела к тому,

что юго-западная половина месторождения (кстати, более плохо обнаженная) была изучена далеко не достаточно.

В геоструктурном плане район месторождения Норильск II располагается на северо-восточном склоне Норильской мульды, являющейся структурой второго порядка Норильско-Хараелахского прогиба.

С севера и востока участок месторождения ограничен широкой долиной р. Норилки, с юга долиной р. Ергалах, с запада ручьем Медвежьим. Отделенный ими участок Норильского плато прорезается глубокими ущельями ручьев Сондра, Рудного, Ивакина, Северного и Южного Пограничного, хорошо обнажающих отдельные зоны месторождения. Наиболее глубоко вскрыта эрозией северная часть месторождения, приуроченная к северо-восточному обрывистому склону Норильского плато.

В геологическом строении района месторождения принимают участие морские отложения девона, толща континентально-угленосных пород карбона и перми, эффузивные и интрузивные траппы (рис. 1).

Породы девона выходят на дневную поверхность у подножия Норильского плато и окаймляют месторождение с севера и востока. Верхние горизонты девона, обнажающиеся непосредственно у месторождения, сложены переслаивающимися между собой аргиллитами и алевролитами, окрашенными в серые тона с оттенками зеленого, бурого, вишневого и другими (разведочнинская свита D_2), сменяющимися выше по разрезу серыми мергелями с прослоями известковистых аргиллитов и алевролитов, имеющих серую, зеленовато-серую, бурую, вишнево-серую окраску (фокинская свита D_2). Считают, что мощность девонских отложений на площади месторождения достигает 630—645 м.

Со скрытым несогласием на размытую поверхность девона налагает тунгусская серия континентально-угленосных пород, относящаяся по возрасту к среднему—верхнему карбону и нижней—верхней перми (C_2 — P). По угленосности и литологическому составу эта серия пород подразделяется на две толщи:

а) нижнюю, слабоугленосную (не продуктивную), состоящую из перемежающихся пластов полимиктовых песчаников, конгломератов, алевролитов и углистых сланцев с маломощными пропластками каменного угля. Средняя мощность толщи 80—85 м;

б) верхнюю, угленосную (продуктивную), содержащую несколько пластов каменного угля. В низах толщи преобладают алевролиты и углистые сланцы с прослоями каменного угля, а верхние горизонты состоят преимущественно из аркозовых и полимиктовых песчаников и конгломератов с прослоями туфогенных пород (туффитов и туфопесчаников), что позволило М. Н. Годлевскому верхи этой толщи отнести уже к низам ивакинской свиты (P_{2iv}) эффузивного комплекса. Мощность продуктивной толщи равна 90—110 м.

Для пород тунгусской серии характерна фациальная изменчивость по простиранию, значительные колебания мощностей отдельных пластов, однообразный литологический состав.

Породы вулканогенно-туфовой толщи (P_2 — T_1), по мнению большинства исследователей, налагают согласно на отложения тунгусской серии. Контакт между этими толщами не представляет собой ровной поверхности, что хорошо заметно в обрывистых склонах Норильского плато. Породы вулканогенно-туфового комплекса покрывают значительную часть площади района месторождения, занимая наиболее высокие стратиграфические горизонты.

Толща образована лавовыми покровами и потоками с подчиненными им туффитами и редкими пропластками песчаников и сланцев. Мощность покровов и потоков колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. Сходные по составу, не выдержанные по мощности и

по простираанию потоки залегают пачками, разделенными иногда тонкими прослоями туффитов. Полная мощность эффузивной толщи, в значительной степени эродированной на площади месторождения, остается неизвестной. Ее видимая мощность колеблется в широких пределах в различных участках месторождения.

По литолого-петрографическому составу и стратиграфическому положению вулканогенно-туфовая толща района разделена на ряд свит (снизу вверх):

Ивакинская свита (P_{2iv}) залегают непосредственно на отложениях тунгусской серии и по возрасту, определенному по находкам флоры, относится к верхам верхней перми. Нижние горизонты свиты сложены туффитами с пропластками осадочных пород (мощность этих образований не превышает 14 м), а верхняя половина разреза представлена базальтами с титанистым авгитом. Мощность свиты 40—55 м.

Рожковская свита (T_1), по аналогии с соседними районами, относится к нижнему триасу. Отложения этой свиты с перерывом, но согласно перекрывают породы ивакинской свиты. В низах свиты преобладают толеитовые и двуполевошпатовые базальты с маломощными прослоями туффитов (сыверминская подсвита — T_{1sw} . Мощность ее равна 100—140 м). Средняя часть разреза, хорошо обнаженная на склонах горы Гудчихи, представлена покровами полифировых базальтов с миндалекаменной текстурой с отдельными горизонтами плагиопорфировых, пикритовых и оливинсодержащих базальтов. Эта часть свиты выделяется в хаканчинскую подсвиту (T_{1h}). Ее мощность 125 м. Логачинская подсвита (T_{1lg}), сложенная покровами толеитовых базальтов, венчает разрез рожковской свиты. Мощность подсвиты увеличивается с запада на восток от 100 до 130 м.

Надеждинская свита (T_{1nd}), представленная покровами полифировых базальтов, занимает вершину и юго-восточные склоны горы Гудчихи. В пределах района месторождения ее видимая мощность оценивается в 100 м.

Кутарамаканская свита (T_{1kt}) занимает наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе туфолововой толщи. Она вскрыта скважинами в западной части района месторождения, в зоне грабена ручья Медвежьего. Лавы толеитовых, афировых и полифировых базальтов чередуются здесь с пестроцветными туфами и туфопесчаниками. Породы сильно раздроблены. Многочисленные трещины выполнены кальцитом. Видимая мощность свиты 450 м.

Породы палеозоя и нижнего триаса, обнажающиеся на площади месторождения, имеют падение на юго-запад под углом 6—10°; углы падения увеличиваются до 20—30° в зонах тектонических контактов (в верховьях ручьев Сондра, Рудного, Ивакина).

Район месторождения Норильск II характеризуется широким развитием пластовых и секущих интрузий долеритов и габбро-долеритов¹. Относительный нижний возрастной предел интрузий определяется возрастом вмещающих пород, а верхний предел — возрастом перекрывающих пород (со следами размыва). Основным критерий возраста — взаимное пересечение интрузий, контактовое воздействие одних интрузий на другие, пересечение ими лав определенного состава, образование эруптивных брекчий и т. п. На основании этих признаков для месторождения Норильск II принимается следующая последовательность внедрения интрузий: 1) силлы титан-авгитовых порфировидных долеритов; 2) силлы лабрадорных порфиритов; 3) пологосекущие силлы долеритов; 4) дифференцированная интрузия габбро-долеритов; 5) дайки долеритов.

¹ Здесь и ниже при описании интрузивных пород мы используем терминологию, предложенную М. Л. Лурье (1955).

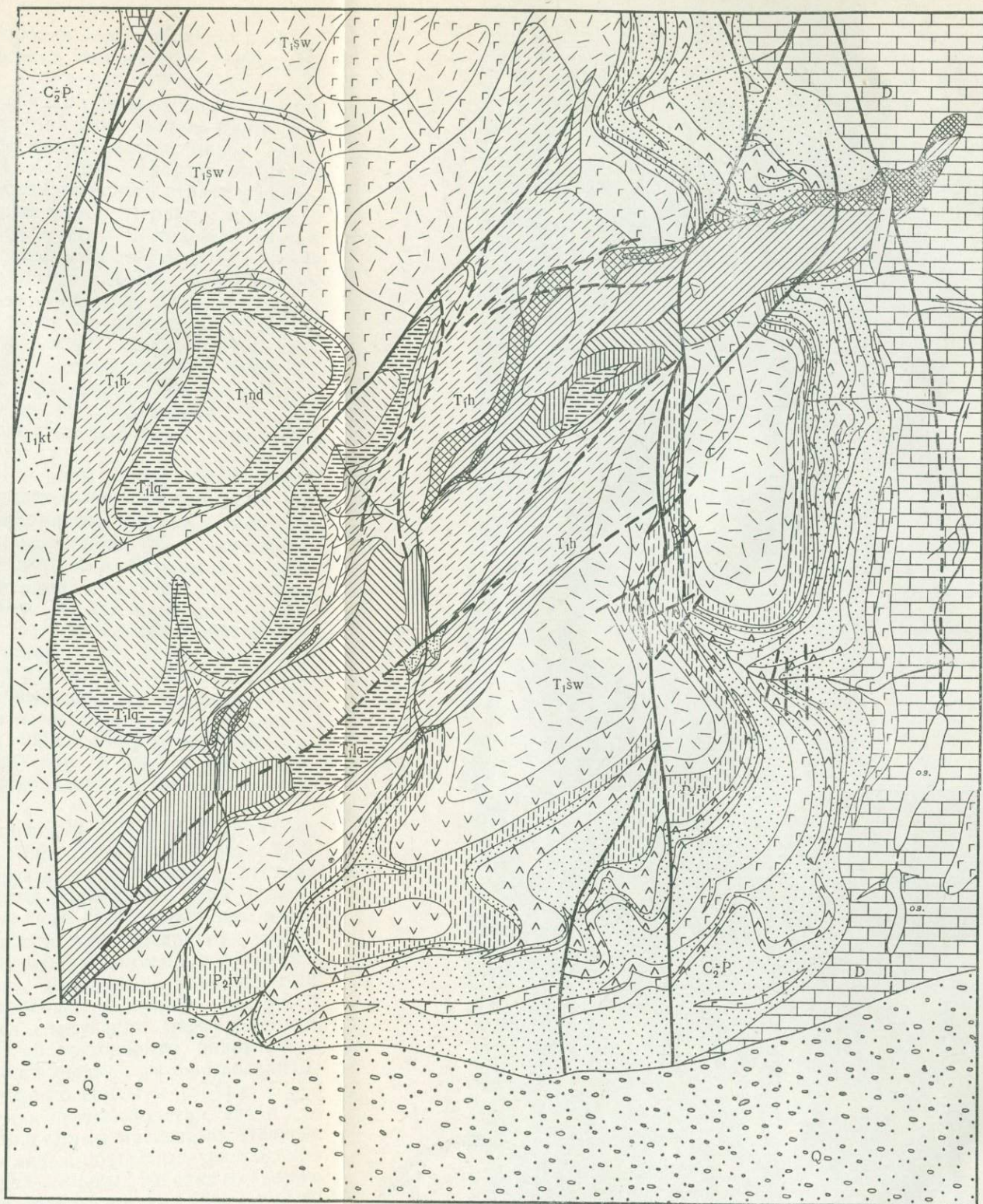
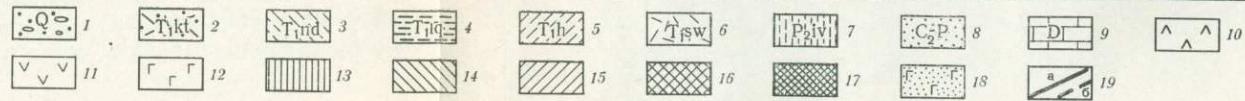


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района интрузии Норильск-II (по Л. Л. Валулину и др., с дополнениями авторов)

1 — четвертичные отложения р. Ергалах, 2 — кутарамаканская свита: базальты, туфы, туфопесчаники, 3 — надежденская свита: полифировые базальты; рожковская свита; 4 — логачинская подсвита: толеитовые базальты, 5 — хаканчинская подсвита: туффиты и туфы, порфириновые и пикритовые базальты, 6 — сыверминская подсвита: толеитовые и двуполевошпатовые базальты, туфы и туффиты, 7 — ивакинская свита: туффиты с прослоями осадочных пород и каменного угля, базальты, 8 — осадочные породы тунгусской серии с прослоями каменного угля, 9 — пестроцветные мергели, сланцы, гипс, ангидрит, 10 — силлы титан-авгитовых порфиroidных долеритов, 11 — силлы лабрадоровых порфиритов, 12 — пологосекущие силлы долеритов; дифференцированная интрузия габбро-долеритов: 13 — габбро-диориты, 14 — безоливиновые габбро-долериты, 15 — оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты; 16 — пикритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты, 17 — участки преимущественного развития такситовых габбро-долеритов; 18 — дайки долеритов; 19 — тектонические нарушения: а — наблюдаемые, б — предполагаемые



Интрузии залегают как в осадочных породах палеозоя, так и в эффузивах, но наибольшее их число размещено в отложениях тунгусской серии.

Силлы титан-авгитовых порфиритовых долеритов выходят на поверхность в обрывистых склонах Норильского плато, образуя три пологосекущие интрузии, подсеченные также рядом скважин. Мощность силлов от 10 до 31 м. Пластовый характер интрузий местами нарушается раздувами и переходами из одного стратиграфического горизонта в другой. Это темно-серые (почти черные) породы с мелкозернистой интерсертальной основной массой в краевых частях силлов и более крупнозернистой пойкилоофитовой структурой, с вкрапленниками лабрадора и крупными зернами титан-авгита в центральных частях. В интерстициях находятся оливин, ортоклаз и реже анальцит.

Силлы лабрадоровых порфиритов в районе месторождения представлены двумя пластовыми интрузиями. Одна из них располагается вдоль контакта ивакинской свиты и сыверминской подсвиты и имеет мощность от 30 до 60 м. Второй силл залегают ниже прослоев туффов в рожковской свите. Его мощность не превышает 14 м. По М. Н. Годлевскому, внедрение лабрадоровых порфиритов относится ко второму циклу триаса.

Силлы долеритов, пологосекущие породы девона и тунгусской серии, обнажаются на склонах плато. Мощность их колеблется от 12—15 до 50 м. Долериты — темно-серые, среднезернистые породы с пойкилоофитовой или долеритовой структурой, примыкающие по химическому составу к слегка недосыщенным SiO_2 порфиловым базальтам с виртуальным оливином. Состоят они приблизительно из равного количества плагиоклаза и пироксена и 3—10% оливина. Кварц и микропегматит присутствуют в незначительном количестве. По времени внедрения также относятся ко второму триасовому циклу.

Внедрением дифференцированной интрузии габбро-долеритов заканчивается второй триасовый цикл магматизма (Годлевский, 1959). По своим петрохимическим особенностям она относится к норильскому типу (Лурье и др., 1962) сложнодифференцированных интрузий, несущих медно-никелевое оруденение. В свое время зоны оруденения, пространственно и генетически связанные с этим массивом, были названы Н. Н. Урванцевым месторождением Норильск II. С тех пор так же именуется и сама интрузия.

Известно (Котульский, 1946, 1947; Годлевский, 1959, 1960; Урванцев, 1960; Лурье и др., 1962; Егоров, Суханова, 1963; Золотухин, 1964₃ и др.), что рудоносные сложнодифференцированные интрузии габбро-долеритов северо-западной части Сибирской платформы (Норильск I, гора Черная, Имангдинская, Талнахская и др.) представляют собой пластовые пологосекущие тела (хонолиты), образовавшиеся при внедрении магмы вдоль межформационных швов и границ между свитами пологозалегающих пород палеозоя и нижнего триаса. Основная особенность этих интрузий — слоистое асимметричное строение. В разрезе интрузий большинством исследователей выделяются следующие дифференциаты (снизу вверх): контактовые и такситовые габбро-долериты, пикритовые, оливин-биотитовые, оливиновые и безоливиновые габбро-долериты, габбро-диориты, верхние такситовые габбро-долериты и габбро.

Интрузия Норильск II обнаруживает как черты сходства, так и существенные различия с выше охарактеризованными массивами. Прежде всего она приурочена к системе невыдержанных сбросовых трещин, что обусловило сложную форму магматической камеры. Мнения о форме интрузии разноречивы. Большинство исследователей склонно думать, что она ближе всего к дайкообразной (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Коровяков и др., 1963), но существуют и другие представления о

том, что интрузия имеет форму хонолита (Егоров, 1963) или желобообразного тела (Виленский и др., 1964).

Интрузия прорывает отложения девона, тунгусской серии и низы лавовой толщи нижнего триаса. Общее простирание массива СВ:40°. В этом направлении он протягивается почти на 7,5 км при максимальной ширине до 1,7 км. Мощность интрузии колеблется в очень широких пределах от первых метров в участках выполаживания и пережимов до 300 м у крутого юго-восточного борта, который, по данным буровых скважин (скв. 1500, 1505, 1507 и др.), по-видимому, переходит в дайкообразный ствол. Средняя мощность интрузии принимается равной 150—175 м. Форма интрузии, особенно в северо-восточной части, еще больше усложняется сбросами, образующими отдельные блоковые участки.

Стратифицировать массив на дифференциаты, четко наблюдаемые в других морфологически более просто построенных интрузиях, не всегда представляется возможным. Хотя здесь и встречаются все те же разновидности пород, но нередко они находятся в незакономерной перемежаемости друг с другом. Только в отдельных пологих участках интрузии послонная дифференциация выражена более отчетливо, и здесь можно наблюдать последовательное расположение всех дифференциатов от пикритовых габбро-долеритов внизу до габбро-диоритов верхних горизонтов.

Обнажена интрузия Норильск II неравномерно. Наиболее хорошо вскрыта эрозией ее северо-восточная часть, где массив выходит на поверхность в крутых склонах плато. Много хуже обнажена юго-западная половина интрузии. Здесь ущелья ручьев Рудного и Сондра врезаны лишь в ее верхние горизонты.

Дайки долеритов являются наиболее молодыми интрузивными образованиями района. Они пересекают все интрузии, в том числе и Норильск II. Мощность их колеблется от первых сантиметров до 10—25 м. По классификации М. Н. Годлевского (1959), дайки долеритов относятся к III вулканическому циклу триаса.

Вулканогенно-осадочные породы, принимающие участие в геологическом строении района месторождения, имеют пологое моноклиналиное падение на юго-запад под углом 6—10°, слагая северо-восточное крыло Норильской мульды. Спокойное залегание пород нарушается многочисленными разрывными дислокациями, по которым происходило блоковое перемещение пород с различной амплитудой и знаком. С запада участок месторождения ограничен вытянутым в меридиональном направлении грабеном Медвежьего ручья, с востока — продолжением Черногорского грабена (рис. 2). Обобщение обширного материала геологопоисковых и разведочных работ, сделанное норильскими геологами (Л. Л. Ваулиным, С. П. Степановым и др.), показало, что на площади месторождения устанавливается ряд сопряженных с грабеном Медвежьего ручья ступенчатых сбросов северо-восточного простирания с юго-восточным и северо-западным крутым падением сместителей. Совокупность их образует сложный грабен, названный Центральным, в котором располагается интрузия Норильск II (см. рис. 2), внедрившаяся по ослабленной зоне, образованной этими нарушениями.

Сбросы установлены по зонам брекчированных и перемятых пород, гидротермальным проявлениям, приуроченным к ним, зеркалам скольжения, а также по повторению в разрезах пород рожковской и надеждинской свит.

Нарушения Центрального грабена не вызывают разрывов и смещений пород интрузии Норильск II, что говорит о доинтрузивном (дорудном) времени их проявления. По-видимому, они были активными и в период формирования интрузии. К постинтрузивным нарушениям относятся, прежде всего, долгоживущие сбросы доинтрузивного заложения.

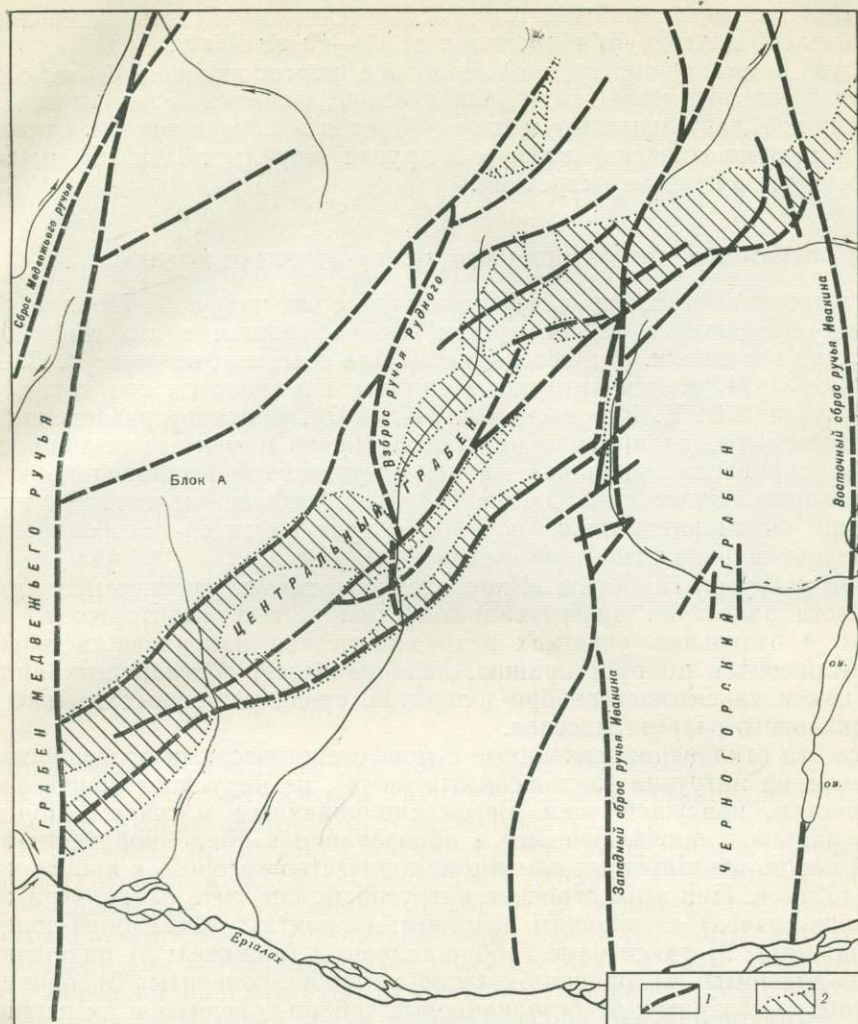


Рис. 2. Схема тектонических нарушений на площади месторождения Норильск II (по Ваулину и др., с добавлениями авторов)

1 — тектонические нарушения; 2 — контур интрузии Норильск II

ния, ограничивающие грабен Медвежьего ручья, а также восточный и западный сбросы ручья Ивакина, разбивающие на блоки северо-восточную часть интрузии. Особенно интенсивно дислоцированы породы в зоне западного сброса в верховьях ручья Ивакина. Здесь крутой юго-восточный борт интрузии и вмещающие его породы разделены тектоническими нарушениями на ряд самостоятельных блоков с амплитудой отделений смещений от первых метров до 100 м.

По зонам молодых постинтрузивных смещений нередко происходит внедрение даек долеритов.

Как уже отмечалось выше, весь участок к востоку от Норильского сброса является опущенным. Если рассматривать отдельно площадь месторождения и принять условно блок «А» за неподвижный (см. рис. 2), то по отношению к нему грабен Медвежьего ручья опущен на 1400—1500 м, Черногорский грабен приподнят на 50—60 м, Центральный грабен опущен на 125—150 м. Каждый из этих грабенов разбит в свою очередь на ряд более мелких блоков. Особенно это характерно

для Центрального грабена, где выделяется пять блоков, смещенных относительно друг друга в пределах от 30—40 до 160 м.

Влияние тектоники на формирование месторождения было, несомненно, очень значительным. Только тесной взаимосвязью тектоники с интрузивной деятельностью можно объяснить возникновение сложной по форме магматической камеры интрузии Норильск II и многие особенности ее внутреннего строения.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК II

Внутреннее строение дифференцированных интрузий Норильского района определяется закономерным распределением в них дифференциатов по вертикали. Эта особенность была отмечена впервые В. С. Домаревым в 1942 г. для интрузии Норильск I и уточнена при последующем изучении В. К. Котульским (1946, 1947). В основу разделения на горизонты положен принцип гравитационного и кристаллизационного фракционирования трапповой магмы в процессе формирования интрузии с образованием ряда дифференциатов, каждый из которых представлен одной какой-либо породой с присущими ей особенностями структуры, минералогического состава и химизма.

Для интрузии Норильск II характерно частое нарушение последовательности залегания дифференциатов, присутствие некоторых из них только в отдельных участках интрузии, резкая изменчивость мощностей горизонтов по простиранию, наличие слоев, обогащенных оливином, как и такситовых габбро-долеритов, среди различных горизонтов вертикального разреза массива.

Все эти отклонения, связанные с морфогенетическими особенностями образования интрузии (изложенными ниже), не нарушают общей закономерности, присущей всем дифференцированным массивам Норильского района и проявляющейся в образовании в придонной части интрузий пород, обогащенных оливином, количество которого к кровле убывает до нуля. При этом строение интрузии может быть охарактеризовано (снизу вверх) следующим разрезом: 1) контактовые габбро-долериты (нижние); 2) такситовые габбро-долериты (нижние); 3) пикритовые габбро-долериты; 4) оливин-биотитовые габбро-долериты; 5) оливиновые габбро-долериты; 6) безоливиновые габбро-долериты и их пегматоидные разности; 7) габбро-диориты; 8) верхние такситовые габбро-долериты и лайкократовые габбро; 9) контактовые габбро-долериты (верхние).

В этой же последовательности ниже приводится их петрографическая характеристика.

Контактные габбро-долериты представляют собой зелено-серые породы, на мелкозернистом фоне которых хорошо заметны беспорядочно разбросанные лейсты плагиоклаза (до 1,5 см по удлинению), что является характерным отличительным признаком, позволяющим точно диагностировать эти породы в поле.

В зависимости от положения у подошвы или кровли интрузии принято выделять нижние и верхние контактовые габбро-долериты. Какими-либо существенными петрографическими различиями они не обладают и поэтому описываются совместно.

Сложены контактовые габбро-долериты примерно равным количеством плагиоклаза и клинопироксена¹, а также немногочисленными зернами оливина, количество которого в отдельных шлифах достигает 5—8%.

¹ Нормативные составы дифференциатов приведены в табл. 1, а кристаллоптические свойства и составы породообразующих минералов сведены в табл. 2.



Рис. 3. Контактный габбро-долерит. Структура пойкилоофитовая. Николи+, увел. 25, шл. 41, 2/1514

Мощность горизонта контактовых пород колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Под микроскопом устанавливается офитовая или пойкилоофитовая структура (рис. 3).

Плагиоклаз представлен несколькими генерациями. Непосредственно у контакта фон породы создают длинные (2,5—4,0 мм) игольчатые кристаллы. С удалением от контакта увеличивается количество короткопризматических, несколько уплощенных по (010) кристаллов, размер которых по удлинению не превышает 1,0—1,5 мм. Более мелкие зерна образуют пойкилитовые включения в клинопироксене. Кристаллы плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы обычно по (010) и зональны (№ 78—55, центр — край). В породах, переходных к такситовым габбро-долеритам, наблюдаются обособления крупных (до 4,0×1,5 мм) широких, зональных таблиц более основного состава (№ 85—60, центр — край).

Клинопироксен образует нечетко ограниченные пойкилокристы (до 2,0—3,5 мм по удлинению) и более мелкие угловатые зерна в участках с офитовой структурой. Бесцветен, изредка просто сдвойникован и зонален. Представлен двумя разновидностями: нормальным пижонитом состава $Hed_{21-23}Di_{5,0-4,0}Kln_{2,0-3,1}$ ($Ng=1,712-1,716$; $Np=1,688-1,694$; $cNg=40-43^\circ$; $+2V=50-40^\circ$, центр — край) и субкальциевым пижонитом $^1Fs_{32}Wo_9En_{5,9}$ ($Ng=1,710$; $Np=1,688$; $cNg=40^\circ$; $+2V=12^\circ$), мелкие самостоятельные зерна которого составляют 2—4% от всего количества темноцветных минералов.

Оливин присутствует в виде мелких (0,1—0,5 мм) изометричных зерен и их скоплений. Судя по оптическим свойствам ($-2V=80-82^\circ$;

¹ Мы придерживаемся терминологии М. Н. Годлевского (1958), который предложил называть бедные кальцием клинопироксены норильских интрузий субкальциевыми пижонитами. В литературе подобные пироксены именуются также пироксенами Валя или плутоническими пижонитами (Эдвардс, 1950).

$N_g=1,730-1,742$; $N_p=1,700-1,710$), оливин контактовых пород содержит 28—35% фаялитового компонента.

Ортопироксен установлен в незначительном количестве в одном шлифе, где он развивается по зернам субкальциевого пижонита. Минерал имеет $N_g=1,710$; $N_p=1,700$; $-2V=56^\circ$, что соответствует гиперстену с 35% Fs .

Рудные минералы представлены довольно многочисленными зернами магнетита (0,05—0,3 мм) и более редкими небольшими (до 1,5—2,0 мм в диаметре) вкрапленниками сульфидов, главным образом пирротина. Совместно с ними встречаются чешуйки оранжевого биотита.

Вторичное изменение пород незначительно. По плагиоклазу развивается соссюритовый(?) агрегат, зерна пироксена замещаются зеленой роговой обманкой и хлоритом, а кристаллы оливина часто нацело псевдоморфизованы идингситом, карбонатом и тальком или буровато-зеленым биотитоподобным минералом.

Контакты интрузии с вмещающими породами обычно резкие, отчетливые, но без зоны закалки. Непосредственно у контакта наблюдается лишь незначительное уменьшение крупности зерна пород интрузии и появляются многочисленные лейсты плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми заняты зернами клинопироксена. Дальше от контакта офитовая структура сменяется пойкилоофитовой.

Незначительная зона закалки отмечена лишь в контактах маломощной апофизы с вмещающими ее базальтами в верховьях ручья Ивакина. Мощность зоны закалки, имеющей вариолитовую структуру, не превышает 3,0—4,0 мм. Вариоли, размер которых достигает $1,5 \times 0,8$ мм, состоят из тонких лейсточек плагиоклаза и зажатых между ними микрозернышек клинопироксена, рудного минерала и чешуек хлорита. В сторону интрузии вариолитовая структура быстро сменяется микродолеритовой, а затем офитовой структурой среднезернистых габбро-долеритов.

Такситовые габбро-долериты, как и контактовые породы, в зависимости от положения в разрезе интрузии принято разделять на нижние и верхние. Это деление, вполне обоснованное для дифференцированных массивов, где горизонты такситовых пород приурочены к приконтактным зонам (Норильск I, гора Черная, Имангда и др.), является в достаточной степени условным для интрузии Норильск II, в которой такситовые габбро-долериты присутствуют не только в приконтактных зонах. В виде жиллообразных и линзовидных тел различной мощности (от долей метра до 3—5 м и более) они залегают среди других дифференциатов, а кое-где, судя по разрезам скважин, сливаются и образуют единое мощное тело, почти нацело выполняющее камеру интрузии. Иногда такситовые габбро-долериты непосредственно соприкасаются с вмещающими породами и даже образуют небольшие апофизы, выходящие за пределы основного контура массива.

К нижним такситовым габбро-долеритам мы относим те, которые располагаются среди нижних контактовых, пикритовых и оливин-биотитовых пород. Для них характерна неравномернозернистая (преимущественно крупнозернистая) структура и атакситовая текстура, обусловленная наличием меланократовых и лейкократовых обособлений (от нескольких миллиметров до 3—5 см в поперечнике), состоящих из кристаллов клинопироксена и основного плагиоклаза. Такситы содержат также переменное количество оливина (от единичных зерен до 25—30%, редко больше) и ортопироксена (до 5%), обильную вкрапленность сульфидов и скопления мелких зерен хромита. Иногда оливина в породе бывает настолько много, что она, по сути дела, представляет собой пикритовый габбро-долерит с небольшими полевошпатовыми участками (атакситовая текстура). Среди нижних дифференциатов нередко встре-

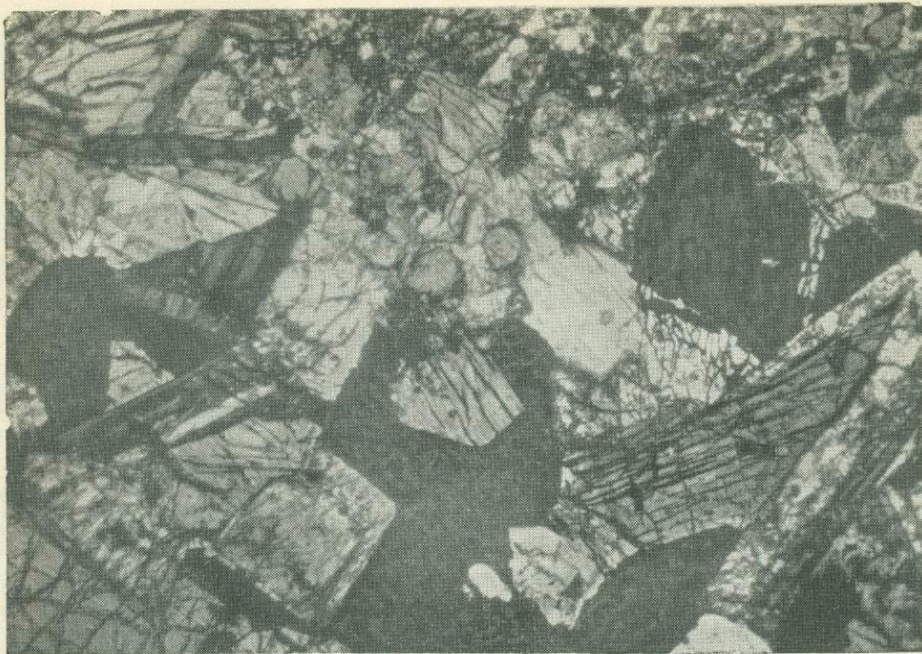


Рис. 4. Такситовый габбро-долерит с сульфидной вкрапленностью и участками мелкогранулированного оливина. Николи +, увел 25, шл 671а

чаются вполне самостоятельные линзовидные и «булкообразные» лейкократовые обособления (до 25 см в диаметре), состоящие на 75—80% из крупных зерен основного плагиоклаза, небольшого количества клинопироксена и оливина.

Для такситовых габбро-долеритов (рис. 4) характерно сочетание разнообразных структур: пойкилоофитовой, офитовой, габброофитовой, призматическизернистой и др.

Плигиоклаз представлен преимущественно крупными (1,5—4,0 мм × 0,3—1,0 мм) нечетко ограниченными таблитчатыми кристаллами с хорошо выраженной прямой зональностью (№ 95—65, центр — край) и взаимно перпендикулярным расположением двойниковых швов. Преобладает альбитовый закон двойникования, реже встречаются карлсбадский и альбит-карлсбадский законы. Крупные кристаллы содержат пойкилитовые включения более мелких зерен плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Два последних минерала (всегда порознь) встречаются в некоторых крупных зернах плагиоклаза в виде мелких (до 0,2 мм и менее) оплавленных гранул (рис. 39). В более мелкозернистых участках породы (в приконтактных зонах такситовых тел) плагиоклаз приобретает удлиненнопризматическую форму (до 1,5—2,0 мм). Он имеет хорошую огранку и прямую зональность (№ 82—62, центр — край).

Клинопироксен образует разнообразные по величине и форме зерна. Чаще всего он кристаллизуется в виде пойкилокрystalлов (до 1,0 см по удлинению, обычно меньше) с изрезанными краями и пойкилитовыми включениями плагиоклаза и оливина. Реже клинопироксен представлен крупными (в штуфах до 2,5 см) столбчатыми кристаллами с хорошей огранкой или угловатыми зернами (до 0,3 см) в участках с офитовой структурой. Отмечаются простые и полисинтетические двойники. Крупные кристаллы, как правило, зональны. В таких кристаллах в направлении от ядра к краю заметно уменьшается величина угла оптических осей ($+2V=52-47$, центр — край), а состав краевой зоны обогащается диоксидовой молекулой и обедняется клиноэнстатитовой (при незначи-

тельном повышении железистости). Кристаллооптические свойства и составы клинопироксенов такситовых пород изменяются в следующих пределах: $Ng=1,704-1,712$; $Np=1,680-1,690$; $cNg=39-43^\circ$; $+2V=54-46^\circ$; состав: $Hed_{20-25}Di_{44-52}Klen_{36-23}$. Изредка в локальных участках, где такситовые габбро-долериты непосредственно контактируют с вмещающими базальтами, встречаются более железистые разновидности клинопироксена в виде некрупных (до 1,2 мм) зерен с фиолетовой окраской, ясным плеохроизмом и зональным строением. Его оптические свойства: $Ng=1,727$; $Np=1,703$; $cNg=42^\circ$; $+2V=52-48^\circ$ (центр — край); состав: $Hed_{28-30}Di_{46-50}Klen_{26-20}$. Клиннопироксены содержат многочисленные очень мелкие газовые включения, располагающиеся в виде дорожек по залеченным трещинкам.

Оливин в такситовых габбро-долеритах проявляется в различной форме. Нередко он присутствует в виде изометричных, иногда хорошо ограненных кристаллов (до 1,5 мм), подобных таковым в пикритовых габбро-долеритах. В его составе 20—23% Fa ($Ng=1,712-1,720$; $Np=1,676-1,686$; $-2V=84-88^\circ$). Но часто в шлифах можно наблюдать все стадии распада таких кристаллов на более мелкие полигональные зерна, образующие участки с микрогранобластовой структурой. Кучные скопления такого мелкогранулированного и оплавленного оливина обычно встречаются в такситовых габбро-долеритах в виде небольших шпир, линзовидных изогнутых полос, дорожек (см. рис. 40) и бесформенных пятен. Величина зерен оливина в таких участках равна 0,1—0,005 мм и меньше. Состав мелкогранулированного оливина всегда более железистый (26—32% Fa ; $Ng=1,725-1,732$; $Np=1,688-1,696$; $-2V=81-83^\circ$), чем крупных кристаллов, при распаде которых он образуется. Наиболее поздний оливин представлен крупными (1,5—6 мм) ксеноморфными, «лапчатыми» зернами, находящимися в офитовых и пойкилоофитовых взаимоотношениях с кристаллами плагиоклаза. В составе этого оливина 37—50% Fa ($Ng=1,712-1,730$; $-2V=78-73^\circ$), а в отдельных зернах даже 65% Fa ($Np=1,760$). В ряде случаев (рис. 41) удалось наблюдать интересный факт обрастания оплавленных зерен оливина состава $Fa_{24}Fo_{76}$ ($Ng=1,722$; $Np=1,685$; $-2V=85^\circ$) более железистым оливином (30% Fa ; $Ng=1,730$; $Np=1,694$; $-2V=80^\circ$) поздней генерации. В крупных кристаллах оливина содержится масса газовых и газожидких включений, размер которых не превышает 0,01 мм в диаметре.

Ортопироксен встречается в виде немногочисленных самостоятельных зерен (до 1,5 мм по удлинению) и реакционных каем по клинопироксену. По оптическим свойствам ($Ng=1,704-1,708$; $Np=1,690-1,694$; $-2V=60-64^\circ$) относится к бронзиту с 27—30% Fs .

В незначительном количестве в такситовых габбро-долеритах присутствует бурая роговая обманка, развивающаяся отдельными участками по клинопироксену, листочки оранжевого биотита ($Nm=1,640$), игольчатые кристаллы апатита и зерна сфена.

Сульфиды образуют пирротин-халькопиритовые вкрапленники неправильной и «лапчатой» формы. Размер их достигает 3—5 см в поперечнике, обычно 0,5—1,5 см и меньше. В шлифах иногда видно, что форма вкрапленников полностью повторяет очертания крупных пойкилокрстов клинопироксена с сохранением неизменных пойкилитовых включений плагиоклаза. Сульфиды замещают ранее выделившийся магнетит.

Кое-где в породе отмечаются неправильные пятнообразные скопления мелких (0,01—0,03 мм) октаэдрических кристаллов хромита, которые в виде густой сыпи включены во все другие минералы.

В отдельных участках такситовые габбро-долериты значительно изменены автометаморфическими процессами. Особенно широко в таких участках развит пренит ($Ng=1,640$; $Np=1,614$; $+2V=64^\circ$), шестоватые

агрегаты которого нередко собраны в крупные (до 4—5 мм в диаметре) сферолиты, полностью замещающие плагиоклаз и отчасти клинопироксен. Совместно с пренитом, в равновесии с ним, встречаются довольно крупные (до 0,3—1,5 мм по удлинению) просто и полисинтетически сдвойникованные, хорошо ограненные кристаллы эпидота, имеющие зеленовато-желтую окраску. По оптическим данным ($N_g=1,750$; $N_p=1,724$; $-2V=82-86^\circ$) он соответствует пистациту с 18—20% железистого компонента (Винчелл, 1949). В других шлифах была встречена ассоциация пренита с пумпеллитом, образующим небольшие (до 1,0 мм в поперечнике) скопления лучистых агрегатов. Минерал имеет отчетливый плеохроизм (N_g — буровато-желтый, N_m — желтовато-зеленый, N_p — бледно-желтый) и следующие оптические свойства: $N_g=1,698$; $N_p=1,683$; $+2V=60^\circ$; $cN_g=12^\circ$. В окружении пренита мелкие зерна клинопироксена приобретают зеленую окраску, а по краям крупных зерен появляется зеленая кайма с плеохроизмом: по N_g — желтовато-зеленый, по N_p — травяно-зеленый. По оптическим свойствам ($N_g=1,726-1,734$; $N_p=1,704-1,710$; $cN_g=40-52^\circ$; $+2V=56-70^\circ$) это ферриавгит, наследующий оптическую ориентировку бесцветного клинопироксена (Свешникова и Шабынин, 1961). Клинопироксен замещается также сине-зеленым волокнистым амфиболом и лучистой зеленой роговой обманкой, образующей сповидные агрегаты небольших размеров (до 0,5 мм). Плеохроизм: по N_g — зеленый, по N_p — зеленовато-желтый; $N_g=1,632$; $N_p=1,610$; $cN_g=14^\circ$; $-2V=76^\circ$, что соответствует 8% железистого компонента по диаграмме В. С. Соболева (1950). Из вторичных минералов, развивающихся по оливину, встречаются боулингит, образующий часто полные псевдоморфозы, пластинчатый серпентин ($N_m=1,586$), волокнистый серпентин-хлорит ($N_m=1,614$), тальк и магнетит.

Взаимоотношение такситовых габбро-долеритов с вмещающими их породами носит характер своеобразного магматического замещения последних. Подробно этот процесс и петрогенетические особенности такситовых пород описаны в последующих разделах работы.

Пикритовые габбро-долериты отличаются от других дифференциатов более мелкозернистой структурой и очень темной окраской. Состоят они на 25—60% из оливина, переменного количества (20—40%) клинопироксена, плагиоклаза (10—30%) и ортопироксена (5—15%), а также содержат биотит, сульфидную вкрапленность и сыпь хромитовых зерен.

В вертикальном разрезе интрузии пикритовый горизонт занимает не всегда нижнее положение и присутствует не повсеместно. Нередко «слои» пикритовых габбро-долеритов чередуются с такситовыми, оливин-биотитовыми и даже оливиновыми габбро-долеритами, как это имеет место в центральной части интрузии, в верховьях ручья Рудного (скв. 1596, 1598 и др.). В северо-восточной выклинивающейся части массива пикритовые габбро-долериты представлены своеобразными реликтовыми участками среди широко здесь развитых такситовых пород, что в свое время было отмечено Г. Б. Роговером (1959). В юго-западной части, в районе р. Ергалах, пикритовый горизонт выходит на поверхность вдоль юго-восточного борта интрузии. Мощность отдельных прослоев пикритовых пород колеблется от первых метров до 10—15 м, а суммарная мощность пикритового горизонта, судя по разрезам некоторых скважин, может достигать 25—30 м (скв. 1608, 1521, 1525 и др.).

Для пикритовых пород характерна своеобразная структура, названная М. Н. Годлевским (1959) сегрегационной, когда кучные скопления зерен оливина цементируются плагиоклазом и пироксеном, находясь в офитовых соотношениях (рис. 5). В участках, обедненных оливином, структура пород пойкилоофитовая.





Рис. 5. Пикритовый габбро-долерит с хорошо ограниченными кристаллами оливина и системой субпараллельных микротрещин. Структура сегрегационная. Николит+, увел. 25, шл. 575

Оливин в пикритовых габбро-долеритах в большинстве своем представлен хорошо ограниченными кристаллами, изометричными или несколько вытянутыми вдоль оси Nm . Отношение длины к ширине равно 1,5 и даже 2. Средний размер зерен оливина равен 0,5—1,0 мм; более крупные, как правило, имеют плохую огранку и находятся в офитовых соотношениях с плагиоклазом. В составе оливинов пикритовых пород, судя по оптическим данным ($Ng=1,704-1,714$; $Np=1,668-1,680$; $2V$ от $(-)$ 84—88° до $(+)$ 88°), присутствует 15—22% Fa . Изредка среди пикритовых габбро-долеритов встречаются участки мелкогранулированного оливина.

Клинопироксен образует крупные (до 2—4 мм в поперечнике), иногда просто сдвойникованные пойкилокристы с многочисленными включениями оливина и реже плагиоклаза. Его оптические свойства следующие: $Ng=1,712$; $Np=1,687$; $cNg=39^\circ$; $+2V=47^\circ$; состав $Hed_{18}Di_{52}Kln_{30}$.

Плагиоклаз встречается в двух генерациях. В виде немногочисленных крупных (2,5×1,5 мм) таблиц с широкими двойниками и четкой прямой зональностью (№ 94—70, центр→край); и в форме удлиненно-призматических кристаллов (до 1,5 мм) с более слабо выраженной зональностью (№ 85—68, центр—край). Преобладает двойникование по карлсбадскому и альбитовому законам.

Наблюдаются случаи, когда лейсты более позднего плагиоклаза прорастают зерна протовыделений.

Ортопироксен образует каймы обрастания вокруг зерен оливина и более редко крупные (1,5—2,0 мм) пойкилокристы. В его составе 19—22% Fs ($Ng=1,692-1,694$; $Np=1,682-1,685$; $-2V=72-74^\circ$).

Биотит—обычный минерал пикритовых пород. Скопления его чешуек оранжево-бурого цвета ($Nm=1,640$) встречаются как совместно

с сульфидами, так и порознь. Размер чешуек редко превышает 1,0 мм в диаметре.

Сульфиды присутствуют в виде редких вкрапленников «каплевидной» формы, уплощенных по горизонтальной оси и псевдорасслоенных. В нижней части таких вкрапленников преобладает пирротин, а в верхней — халькопирит, разъедающий пирротин и образующий вокруг него непрерывную кайму. Наблюдаются и обратные соотношения, когда халькопирит сосредоточен в нижней половине вкрапленников. Размер вкрапленников достигает 1,0—1,5 см в диаметре, обычно меньше. Более мелкая интерстиционная вкрапленность имеет неправильную форму и средний размер 0,5—1,0 мм.

В виде отдельных пятен и полос в породе встречаются кучные скопления мелких (0,01—0,5 мм) октаэдрических кристаллов хромита, равномерно наполняющих все породообразующие минералы.

Для пикритовых габбро-долеритов очень характерно развитие системы субпараллельных микротрещин, выполненных серпентином и пренитом, которые пересекают все породообразующие минералы, в том числе биотит и сульфиды. По этой системе микротрещин происходит частичная или полная серпентинизация оливина и пренитизация плагиоклаза. Серпентин содержит поздний («сброшенный») магнетит, группирующийся по периферии замещенных зерен оливина или в центральных частях прожилков. Серпентин может быть бесцветным, бледно-зеленым и реже сине-зеленым (по-видимому, за счет примесей хрома). Серпентинизация пород в некоторых участках бывает настолько интенсивной, что ею захватывается не только оливин, но также пироксен и даже плагиоклаз.

Преимущественно в пикритовых габбро-долеритах, в непосредственной близости от такситовых тел встречаются своеобразные линзовидные и «булкообразные» лейкократовые обособления, имеющие до 25 см в диаметре (обычно меньше). По существу, эти образования являются аналогами полевошпатовых участков такситовых габбро-долеритов. На 75—80% они состоят из крупных нечетко ограненных зональных таблиц плагиоклаза (№ 92—70, центр — край), содержащих многочисленные реликты клинопироксена в виде мелких (0,3—0,005 мм в диаметре) оплавленных шариков (гранул) и массу еще более мелких газовых включений, располагающихся обособленными участками и полосами по залеченным трещинам. Клинопироксен присутствует в количестве 15—20%. Он образует крупные (до 3,0—4,0 мм) неправильные зерна с пойкилитовыми включениями оливина и более мелкие угловатые зерна в участках с офитовой структурой. По составу аналогичен клинопироксену такситовых пород. Оливин, судя по форме и размерам псевдоморфоз, видимо, является аналогом оливина пикритовых пород, не подвергавшегося грануляции. Встречаются единичные зерна гиперстена (30—32% *Fs*), замещающие клинопироксен, реликты которого сохраняются в центральных частях зерен ортопироксена. Местами отмечаются пятна густой сыпи мелких зерен хромита и небольшие (до 0,3 мм) неправильной формы выделения магнетита и сульфидов. Последние часто имеют дендритовидную форму, развиваясь по сети микротрещин в плагиоклазе.

Как уже отмечалось, на сложном взаимоотношении пикритовых и такситовых габбро-долеритов мы остановимся подробнее ниже. С другими дифференциатами пикритовые породы имеют постепенные взаимопереходы.

Оливин-биотитовые габбро-долериты являются переходным горизонтом от пикритовых к оливиновым габбро-долеритам. По внешнему виду и структуре они похожи на пикритовые породы, но отличаются более светлой окраской. Количество оливина в них не пре-

вышает 25%, а количество клинопироксена и плагиоклаза увеличивается и соответственно достигает 25—40 и 45—55%. В небольшом количестве присутствует ортопироксен (2—5%), биотит (1—4%), магнетит, сульфиды и хромит.

Мощность горизонта оливин-биотитовых пород достигает 15—20 м, обычно меньше. Единого слоя этот горизонт, как правило, не образует, перемежаясь с прослоями пикритовых и такситовых пород.

Оливин-биотитовые габбро-долериты нередко разбиты такой же системой субпараллельных микротрещин, как и пикритовые габбро-долериты, также содержат лейкократовые обособления и участки мелкогранулированного оливина. Структура пород пойкилоофитовая, офитовая и сегрегационная.

Оливин представлен хорошо ограненными или частично оплавленными изометричными или слабо удлинёнными кристаллами (0,3—1,5 мм в диаметре), более железистыми, чем оливин, пикритовых пород. Минерал имеет следующие оптические свойства: $N_g = 1,717—1,721$; $N_p = 1,679—1,685$; $-2V = 82—85^\circ$, что соответствует содержанию 22—26% *Fa* в его составе.

Плагиоклаз образует изометричные таблички и удлиненнопризматические кристаллы с четкой прямой зональностью (№ 84—70, центр — край) и двойниковым строением преимущественно по альбитовому закону. Средний размер зерен 0,5—1,0 мм.

Пойкилокрисы клинопироксена с включениями оливина и плагиоклаза имеют неправильную форму и размеры до 2,0—3,0 мм в диаметре. Нередко просто сдвойникован, участками гранулирован. Его оптические свойства следующие: $N_g = 1,709—1,715$; $N_p = 1,686—1,690$; $cN_g = 39—40$; $+2V = 44—48^\circ$; состав $Hed_{22-24}Di_{47-50}Klen_{31-26}$.

Ортопироксен образует каймы обрастания вокруг зерен оливина и редкие самостоятельные зерна (0,5—1,2 мм). Минерал имеет $N_g = 1,694—1,698$; $N_p = 1,684—1,690$; $-2V = 68—72^\circ$, что соответствует 22—27% *Fs* в его составе.

Биотит ($N_m = 1,630$) отмечается в породе в виде скоплений оранжево-бурых чешуек (0,1—0,5 мм), приуроченных к выделениям магнетита и сульфидов, которые имеют неправильную форму и размеры от 0,1 до 1,5 мм. Участками встречается сыпь мелких зерен хромита.

Из вторичных минералов в оливин-биотитовых габбро-долеритах, как и в пикритовых породах, широко развиты серпентин, хлорит, синезеленый амфибол, тальк, бурая роговая обманка, пренит.

Оливиновые габбро-долериты составляют основную часть объема интрузии. Этими породами почти нацело сложен крутопадающий дайкообразный ствол массива, а в пологих участках мощность оливиновых габбро-долеритов достигает 50—70 м, что составляет примерно от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ мощности интрузии.

В вертикальном разрезе оливиновые габбро-долериты только иногда образуют единый пласт, залегающий выше оливин-биотитовых пород (скв. 1521). Как правило, особенно в нижней половине разреза, оливиновые габбро-долериты чередуются с другими дифференциатами интрузии, иногда подстилаемые пикритовые и оливин-биотитовые породы (скв. 1542 и др.), а в верхней половине разреза нередко содержат прослой мощностью от долей до 2—4 м, обогащенные оливином.

По внешнему виду это зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (50—60%), клинопироксена (30—40%) и оливина, количество которого уменьшается от 10—15% в нижних горизонтах до единичных зерен в верхних. В небольшом количестве присутствует ортопироксен, биотит, кварц, вкрапленность сульфидов, магнетита и титаномagnetита. Пойкилоофитовая структура нижних горизонтов, придающая породам «горошчатый» облик, вверх по разрезу сменяется

офитовой и призматически-зернистой. В дайкообразном теле интрузии преобладает пойкилоофитовая структура.

Плагноклаз образует удлиненнопризматические несколько уплощенные по (010) кристаллы, размеры которых колеблются в широких пределах (от 0,5 до 2,5 мм по удлинению). Сдвойникован преимущественно по альбитовому закону, зонален (№ 80—55, центр — край). В ядрах крупных зерен содержание анортитового компонента иногда повышается до 90%.

Клинопироксен представлен двумя разновидностями — нормальным и субкальциевым пижонитами. Количество последнего увеличивается снизу вверх по разрезу от 3—10 до 15—20% (от всего количества клинопироксена в шлифах). В этом же направлении увеличивается и железистость клинопироксенов. Нормальный пижонит (его состав $Hed_{20-26}Di_{46-49}Klen_{34-25}$; $Ng=1,704-1,716$; $Np=1,682-1,694$; $cNg=39-41^\circ$; $+2V=48-42^\circ$, центр — край) кристаллизуется, как правило, в виде крупных пойкилокрист с включениями оливина и плагноклаза. Субкальциевый пижонит состава $Fs_{29-39}Wo_{10-7}En_{61-54}$ ($Ng=1,706-1,718$; $Np=1,685-1,694$; $cNg=40^\circ$; $+2V=8-20^\circ$) чаще всего образует небольшие (до 1,5 мм) угловатые зерна, оторочки вокруг зерен оливина и нормального пижонита¹. Иногда взаимоотношение пижонитов носит реакционный характер — субкальциевый пижонит замещает нормальный, развиваясь по нему в виде пятнистых вростков с закономерной ориентировкой. В этом случае *Nm* и *Np* минералов меняются местами, т. е. плоскости оптических осей становятся перпендикулярными. Обычно же оба пижонита образуют незакономерные сростки без каких-либо следов реакционного взаимодействия. Много реже субкальциевый пижонит кристаллизуется в виде крупных (до 3—4 мм) ксеноморфных зерен, с пойкилитовыми включениями оливина и реже плагноклаза. Как правило, клинопироксен просто сдвойникован. Нормальный пижонит часто зонален, с заметным уменьшением угла оптических осей к периферии зерен.

Оливин в породе распределен неравномерно. В одних участках он образует кучные сегрегационные скопления, в других — беспорядочно разбросанные немногочисленные зерна. В нижних горизонтах этого дифференциата оливин присутствует преимущественно в виде изометричных нечетко ограниченных зерен, достигающих 0,5—1,5 мм в диаметре. Вверх по разрезу идиоморфизм кристаллов оливина быстро уменьшается. Здесь он кристаллизуется в виде более крупных (до 3—5 мм в поперечнике) ксеноморфных «лапчатых» зерен и пойкилокрист с вростками плагноклаза. В этом же направлении увеличивается и железистость оливина от 27—30% *Fa* внизу до 35—40% *Fa* вверху разреза ($Ng=1,726-1,750$; $Np=1,690-1,712$; $-2V=78-74^\circ$).

Ортопироксен развивается по субкальциевому пижониту в виде пятен неправильной формы. Его некрупные (до 1,0 мм) самостоятельные зерна, вероятно, также возникли в результате полного замещения зерен субкальциевого пижонита. Плеохроизм минерала слабый. Характерен угол погасания $cNg=8-12^\circ$. Судя по оптическим свойствам ($Ng=1,709-1,714$; $Np=1,696-1,704$; $-2V=60-68^\circ$), в составе гиперстена от 30 до 40% *Fs*. В центральных частях крупных зерен гиперстена иногда видны тонкопластинчатые вростки клинопироксена (рис. 6).

Немногочисленные листочки бурого биотита тяготеют к нижним горизонтам оливиновых пород. В верхних горизонтах, в интерстиционных промежутках, появляется кварц, образующий небольшие (0,1—0,3 мм) ксеноморфные зерна и их скопления.

¹ Углы $2V$ субкальциевых пижонитов замерялись стереоконоскопическим методом Варданянца (1948), а количественная оценка содержания этого минерала в шлифах производилась статистически, путем проверки осности определенного количества зерен пироксенов в шлифах на Федоровском столике.

Таблица 1

Нормативные составы пород интрузии Норильск II (в вес. % нормативных молекул), рассчитанные по средним химическим составам, приведенным в табл. 9

Порода разреза	<i>Il</i>	<i>Cr</i>	<i>Ap</i>	<i>Or</i>	<i>Mt</i>	<i>Pl</i> (<i>An+Ab</i>)		<i>Di</i>			<i>Hu</i>			<i>Ol</i>			Сумма, вес. %	
						общее количество	состав	общее количество	состав		общее количество	состав		общее количество	состав			
									<i>wo</i>	<i>fs</i>		<i>en</i>	<i>fs</i>		<i>en</i>	<i>fa</i>		<i>fo</i>
Контактовый габбро-долерит (нижний)	2,9	—	0,6	2,6	2,9	49,0	<i>An</i> ₅₈ <i>Ab</i> ₄₂	19,0	50	35	15	22,7	32	68	<i>Q</i> =0,3	—	—	100
Такситовый габбро-долерит (нижний)	1,4	0,3	0,3	4,1	3,1	43,0	<i>An</i> ₇₇ <i>Ab</i> ₂₃	9,3	50	37	13	17,3	25	75	21,1	24	76	100
Пикритовый габбро-долерит	0,9	0,7	0,2	1,4	1,9	20,4	<i>An</i> ₇₄ <i>Ab</i> ₂₆	12,0	50	41	9	7,5	16	84	55,0	18	82	100
Оливин-биотитовый габбро-долерит	1,0	0,2	0,3	1,5	2,0	40,0	<i>An</i> ₇₂ <i>Ab</i> ₂₈	7,9	50	40	10	8,1	20	80	39,0	21	79	100
Оливиновый габбро-долерит	1,8	—	0,3	2,1	2,3	47,0	<i>An</i> ₆₈ <i>Ab</i> ₃₂	21,0	50	37	13	21,4	25	75	3,8	39	61	100
Безоливиновый габбро-долерит	2,0	—	0,4	2,2	3,2	48,0	<i>An</i> ₆₂ <i>Ab</i> ₃₈	24,1	50	35	15	17,0	31	69	<i>Q</i> =3,1	—	—	100
Габбро-диорит	3,0	—	1,1	2,7	4,4	44,0	<i>An</i> ₅₅ <i>Ab</i> ₄₅	22,0	50	34	16	15,0	32	68	<i>Q</i> =7,8	—	—	100
Такситовый габбро-долерит (верхний)	1,0	—	0,3	5,5	1,9	60,0	<i>An</i> ₆₉ <i>Ab</i> ₃₁	10,1	50	35	15	2,1	31	69	19,1	28	72	100
Контактовый габбро-долерит (верхний)	2,4	—	0,3	5,4	2,3	53,5	<i>An</i> ₆₃ <i>Ab</i> ₃₇	14,4	50	36	14	18,8	32	68	<i>Q</i> =2,9	—	—	100
Пегматоидный габбро-долерит	3,5	—	0,4	1,7	3,4	40,0	<i>An</i> ₄₄ <i>Ab</i> ₅₆	34,0	50	30	20	17,0	39	61	—	—	—	100
Гранофир	0,7	—	0,3	6,7	0,6	45,0	<i>An</i> ₁₄ <i>Ab</i> ₈₆	4,8	50	21	29	2,2	61	39	<i>Q</i> =39,7	—	—	100

Примечание: *Il*—ильменит, *Cr*—хромит, *Ap*—апатит, *Or*—ортоклаз, *Mt*—магнетит, *Pl*—плагиоклаз (*An*—анортит, *Ab*—альбит), *Di*—клинопироксен (*wo*—волластонит, *en*—энстатит, *fs*—ферросилит), *Hu*—ортопироксен (*en*—энстатит, *fs*—ферросилит), *Ol*—оливин (*fa*—фаялит, *fo*—форстерит), *Q*—кварц.

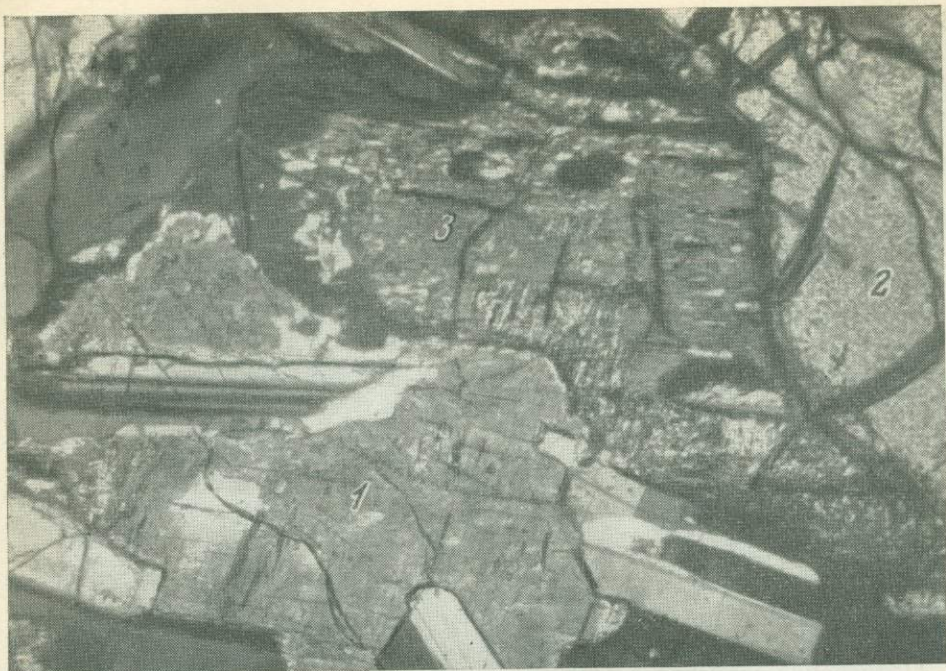


Рис. 6. Оливиновый габбро-долерит. Замещение крупного зерна субкальциевого пжжонита (1) с пойкилитовыми включениями оливина (2) ортопироксеном (3), в котором видны пластинчатые вросстки клинопироксена. Николи+, увел. 35, шл. 305, 5/1514

Оливиновые габбро-долериты содержат незначительное количество мелкой сульфидной вкрапленности, зерна магнетита неправильной формы (0,1—0,8 мм) и скелетные кристаллы титаномагнетита (0,3—1,2 мм). Изредка встречаются небольшие пятна и полосы скоплений мелких (0,1—0,3 мм) зерен хромита.

Общее количество вторичных минералов в оливиновых габбро-долеритах невелико. Оливин в значительной степени замещен боулингитом совместно с поздним магнетитом, иногда густо-зеленым биотитоподобным минералом, отчасти тальком, карбонатом и кварцем. По пироксенам развиваются листочки бурого биотита, волокнистый сине-зеленый амфибол и бледно-зеленый хлорит. По плагиоклазу, особенно по центральному зонам, развивается агрегат сосюрита (?) и пренит. В интерстициях совместно с кварцем почти всегда присутствуют сноповидные агрегаты бледно-зеленой лучистой роговой обманки ($N_g=1,625$; $N_p=1,606$; $cN_g=6-10^\circ$; $-2V=74^\circ$) и мелкочешуйчатый буровато-желтый слюдястый минерал, развивающийся по всем другим минералам.

Безоливиновые габбро-долериты совершенно постепенно сменяют оливиновые габбро-долериты и так же плавно переходят в вышележащие габбро-диориты. Они имеют внешнее сходство с этими породами и обнаруживают общие структурные признаки. В составе безоливиновых габбро-долеритов преобладает плагиоклаз (55—60%), во втором месте клинопироксен (40—45%), в интерстициях присутствует кварц в количестве 1—2%, а из рудных минералов — титаномагнетит (1—5%). Оливин встречается спорадически лишь в отдельных шлифах в виде единичных крупных (до 3—4 мм в диаметре) ксеноморфных зерен, замещенных вторичными минералами.

Мощность этого дифференциата в пологих хонолитоподобных «языках» интрузии, где она четко стратифицирована, достигает 30—45 м.

В других участках интрузии, в том числе в крутопадающем дайкообразном стволе, оливиновые и безоливиновые (со спорадическим оливином) габбро-долериты перемежаются настолько тесно, что подразделить их на отдельные четко выраженные горизонты невозможно.

В шлифах структура пород офитовая, пойкилоофитовая, призматическоофитовая, призматическизернистая.

Плагноклаз представлен преимущественно удлиненно-призматическими несколько уплощенными по (010) кристаллами и неширокими табличками различных размеров (средний размер их равен 0,8—1,0 мм). Характерно двойникование по карлсбадскому закону и отчетливая прямая зональность (№ 75—50, центр — край). В ядрах крупных зерен содержание анортита иногда повышается до 80—87%.

Клинопироксен образует крупные (2,5—4,0 мм) пойкилокристы с изрезанными краями и более мелкие (0,5—1,5 мм) угловатые зерна. Иногда пироксен имеет призматический габитус, но и в этом случае огранка его кристаллов несовершенна. Обычно просто или полисинтетически сдвойникован, отчетливо зонален. Представлен нормальным и субкальциевым пижонитами, образующими как самостоятельные зерна, так и незакономерные сростки без следов реакционного взаимоотношения. На долю субкальциевого пижонита приходится 15—25% от всего количества пироксенов. В отдельных шлифах наблюдается распад крупных кристаллов клинопироксена на отдельные более мелкие изометричные зерна (грануляция).

Оптические свойства и состав клинопироксенов следующие: нормальный пижонит — $N_g = 1,706—1,718$; $N_p = 1,684—1,692$; $cNg = 41—42^\circ$; $+2V = 50—44^\circ$; состав $Hed_{26-29} Di_{43-47} Klen_{31-24}$; субкальциевый пижонит — $N_g = 1,708—1,718$; $N_p = 1,684—1,694$; $cNg = 40—42^\circ$; $+2V = 6—12^\circ$; состав $Fs_{30-40} Wo_{10-9} En_{60-51}$.

Вторичное изменение минералов незначительно и аналогично таковому в оливиновых габбро-долеритах.

Среди верхних дифференциатов, преимущественно в оливиновых и безоливиновых габбро-долеритах, располагаются немногочисленные линзовидные и жилообразные тела, реже гнезда неправильной формы, пегматоидных габбро-долеритов. Средний размер тел не превышает 5—7 м по простиранию при мощности 0,5—1,5 м. С вмещающими породами пегматоидные габбро-долериты имеют отчетливые, но не резкие контакты. В узкой 1,5—2,0 см экзоконтактной зоне пегматоидных тел наблюдаются явления грануляции минералов вмещающих пород. В шлифах можно проследить, как крупные пойкилокристы клинопироксена распадаются на кучку более мелких изометричных зерен, иногда сохраняющих форму монокристалла и близкую оптическую ориентировку. Вокруг таких гранобластовых участков нередко располагается кайма мелкогранулированных (0,3—0,01 мм и меньше) зерен пироксена, кучные скопления которых включены в кристаллы плагноклаза. Плагноклаз в отдельных участках эндоконтакта также мелкогранулирован, но ближе к контакту он всегда представлен вновь образованными крупными (до 2,5—3,0 мм) кристаллами с включениями гранул пироксена.

Состоят пегматоидные габбро-долериты примерно из равного количества плагноклаза (45—55%) и клинопироксена (45—50%), 3—5% кварца, небольшого количества микропегматита, апатита, сфена, титаномагнетита и сульфидов. Структура пород грубая, неравномернозернистая, в шлифах офитовая, призматическоофитовая и призматическизернистая. Величина зерен достигает 2,5 см по удлинению (в среднем 0,5—0,8 см). Наиболее крупные кристаллы располагаются у контакта в виде щеток, ориентированных перпендикулярно к его плоскости. В центральных частях тел расположение минералов беспорядочное.



Рис. 7. Пегматоидный габбро-долерит. Закономерные вросстки клинопироксена в плагиоклазе. Пегматитовая (графическая) структура. Николи+, увел. 40, шл. 552а

Плагиоклаз представлен преимущественно крупными хорошо ограниченными зональными таблицами андезин-лабрадора (№ 60—38, центр—край) с широкими полисинтетическими двойниками.

Клинопироксен по своим оптическим свойствам ($N_g = 1,722—1,730$; $N_p = 1,696—1,706$; $cN_g = 43—44^\circ$; $+2V = 38^\circ$) относится к наиболее железистым разновидностям, встречающимся в интрузии. Его состав $Hed_{36—39} Di_{37—35} Kln_{27—26}$. С плагиоклазом пироксен находится в субофитовых соотношениях, образуя крупные угловатые зерна или нечетко ограниченные длиннопризматические кристаллы. Довольно часто наблюдаются также эвтектические взаимоотношения этих двух минералов, когда клинопироксен имеет с плагиоклазом очень сложные взаимнопроникающие границы или присутствует в нем в виде закономерных графических вростков (рис. 7).

Кварц образует в интерстициях мозаично гаснущие скопления некрупных (0,1—0,5 мм) зерен. Изредка совместно с калишпатом дает незначительные проявления микропегматита.

Титаномагнетит представлен крупными (до 5—6 мм в диаметре) скелетными кристаллами, а крайне редко встречающиеся сульфиды образуют тонкие дендритовидные прожилки в зернах плагиоклаза. В значительном количестве в породе присутствуют игольчатые кристаллы апатита (до 4 мм по удлинению) и бурые зерна сфена.

Пегматоидные габбро-долериты содержат большое количество постмагматических минералов. По плагиоклазу развивается агрегат соссюрита(?), пренит ($N_g = 1,645$; $N_p = 1,618$; $+2V = 66^\circ$) и бледно-зеленый хлорит. Клинопироксен частично или полностью замещается зеленой роговой обманкой, хлоритом и листочками биотита. Игольчатые (до 2,5 мм по удлинению) кристаллы роговой обманки ориентированы закономерно вдоль удлинения зерен пироксена. Она отчетливо плеохроит-

рует от травяно-зеленого по Ng до зеленовато-желтого по Np ; $Ng = 1,685$; $Np = 1,660$; $cNg = 17^\circ$; $-2V = 66^\circ$.

Габбро-диориты отличаются от безоливиновых габбро-долеритов полным отсутствием оливина, более кислым плагиоклазом и несколько большим количеством кварца. По-видимому, правильнее было бы их называть кварцсодержащими габбро-долеритами, как это предлагает В. В. Золотухин (1964) для подобных пород интрузии Норильск I. Тем более что сходные по составу пегматоидные разновидности (даже с более кислым плагиоклазом и большим количеством кварца) именуются габбро-долеритами и диабаз-пегматитами, а не габбро-диоритами. По внешнему виду это зелено-серые среднезернистые породы с заметной линейной ориентировкой кристаллов плагиоклаза.

В разрезе интрузии габбро-диориты занимают прикровельное положение, встречаясь почти повсеместно. Особенно широко они развиты в юго-западной половине интрузии, где их мощность достигает 30—35 м (скв. 1521). В центральной части массива, в участках с сохранившейся кровлей, мощность горизонта габбро-диоритов не превышает 10—15 м, кое-где уменьшаясь до нуля.

Состоят габбро-диориты из плагиоклаза (50—60%), клинопироксена (40—45%) и кварца (1—3%), незначительного количества калишпата, апатита, сфена и крупных скелетных кристаллов титаномагнетита (1—6%). Структура пород призматическизернистая, участками габбро-офитовая и офитовая. Нередко в шлифах наблюдается трахитоидная текстура, обусловленная закономерным расположением кристаллов плагиоклаза, который представлен хорошо ограниченными вытянутыми табличками и уплощенными по (010) кристаллами, достигающими по удлинению 2,5—3,5 мм. Кристаллы отчетливо зональны (№ 65—40, центр — край), иногда окружены тонкой каймой прозрачного не сдвойникового албита. В ядрах некоторых крупных зерен содержится до 80% An .

Клинопироксен образует удлиненнопризматические (до 2,5 мм и меньше) хорошо ограниченные кристаллы, но менее идиоморфные, чем кристаллы плагиоклаза, к огранке которых они в какой-то степени приспособляются (участки с габбро-офитовой и офитовой структурой). Характерны полисинтетические двойники и отчетливая прямая зональность. Представлен нормальным и субкальциевым пиклонитами. Последний составляет до 25—30% от всего количества клинопироксенов в породе. Нормальный пиклонит имеет $Ng = 1,708—1,714$; $Np = 1,682—1,690$; $cNg = 42—44^\circ$; $+2V = 54—40^\circ$; центр — край; состав — $Hed_{28-34}Di_{38-47}Klen_{34-15}$; субкальциевый — $Ng = 1,710—1,720$; $Np = 1,688—1,700$; $cNg = 42^\circ$; $+2V = 10—20^\circ$; состав $Fs_{32-44}Wo_{9-6}En_{59-50}$.

Кварц присутствует в интерстициях в виде отдельных зерен (0,3—0,8 мм) или мозаично гаснущих агрегатов. Иногда с ним ассоциирует небольшое количество бурого калишпата.

Вторичное изменение пород незначительно. Плагиоклаз, особенно его центральные зоны, бывает пелитизирован, замещен чешуйками серицита или пренитом. По пироксену развивается зеленый амфибол, хлорит и грязновато-зеленый мелкочешуйчатый слюдястый минерал, участками замещающий все породообразующие минералы.

Верхние такситовые габбро-долериты и лейкократовые габбро располагаются преимущественно среди оливиновых габбро-долеритов и в прикровельной зоне интрузии в виде линзовидных и жиллообразных тел различной мощности (от 0,5 до 3—5 м и более). Породы имеют крупную неравномернозернистую структуру, атакситовую пятнистую текстуру и более лейкократовый облик, чем их нижние аналоги. Лейкократовыми габбро называются верхние такситовые габбро-долериты с более равномернозернистой, порфировидной структурой. Состоят породы существенно из плагиоклаза (69—70%) и клинопирок-



Рис. 8. Верхний такситовый габбро-долерит. Хорошо видны крупные таблицы плагиоклаза первой генерации и мелкие лейсты плагиоклаза второй генерации, пойкилитово включенные в зерна клинопироксена. Николи+, увел. 12, шл. 745в

сена (30—40%). Оливин, всегда замещенный вторичными минералами, встречается крайне редко. В тех случаях, где верхние горизонты интрузии были обогащены оливином, верхние такситовые габбро-долериты содержат повышенное количество темноцветных минералов и по существу ничем не отличаются от нижних такситов. Верхние такситы содержат немногочисленные мелкие (0,5—3,0 мм) выделения сульфидов (преимущественно пирротина), иногда замещающие более ранний магнетит, и мелкие (0,05—0,2 мм) зерна хромита, собранные в небольшие пятна неправильной формы. Для пород характерно сочетание разнообразных офитовых структур: собственноофитовой и пойкилоофитовой, реже габброофитовой и призматическоофитовой с участками габбровой (рис. 8).

Плагиоклаз кристаллизуется в двух генерациях. Более ранняя генерация представлена крупными изометричными (в среднем $4,0 \times 2,0$ — $3,5$ мм) нечетко ограненными таблицами со сложной системой двойников и хорошо выраженной прямой зональностью (№ 85—60, центр — край). Вторая генерация плагиоклаза встречается в виде некрупных лейст (до 0,8 мм по удлинению), группирующихся в самостоятельные скопления или чаще образующих пойкилитовые включения в клинопироксене. Преобладают тонкие двойники по альбитовому закону. Состав лейст, судя по многочисленным замерам, меняется от № 75 до № 55. Основная доля плагиоклаза в породе приходится на первую генерацию.

Формы проявления клинопироксена также разнообразны. Его первая генерация представлена немногочисленными довольно крупными (до 1,0 см по удлинению) столбчатыми зональными кристаллами, нередко более идиоморфными, чем кристаллы первой генерации плагиоклаза. Основная часть пироксена выделяется вслед за крупными таблицами плагиоклаза, образуя зерна неправильной формы и различных размеров (от 0,5 до 4,0 мм) с пойкилитовыми включениями плагиоклаза

Кристаллооптические свойства и составы главных породообразующих минералов интрузии Норильск II

Породы вертикального разреза интрузии	Оливины				Ортопироксены				Клинопироксены					Плагиоклазы (% <i>Al</i> , центр-край)
	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	-2 <i>V</i>	Состав (% <i>Fa</i>)	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	-2 <i>V</i>	Состав (% <i>Fs</i>)	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>cNg</i>	+2 <i>V</i>	Формула	
Габбро-диориты	—	—	—	—	—	—	—	—	1,708— 1,714	1,682— 1,690	42—44	54—40 (центр-край)	<i>Hed</i> _{28—34} <i>Di</i> _{38—47} <i>Klen</i> _{34—19}	65—40
									1,710— 1,720	1,698— 1,700	42	10—20	<i>Fs</i> _{32—44} <i>Wo</i> _{9—6} <i>En</i> _{59—50}	
Безоливиновые габбро-долериты	—	—	—	—	—	—	—	—	1,706— 1,718	1,684— 1,692	40—41	50—44	<i>Hed</i> _{26—29} <i>Di</i> _{43—47} <i>Klen</i> _{31—24}	75—50
									1,708— 1,718	1,684— 1,694	40—42	6—12	<i>Fs</i> _{30—40} <i>Wo</i> _{10—9} <i>En</i> _{60—51}	
Такситовые габбро-долериты (верхние)									1,704— 1,718	1,682— 1,698	42	54—43	<i>Hed</i> _{24—30} <i>Di</i> _{57—42} <i>Klen</i> _{19—28}	85—60
Оливиновые габбро-долериты	1,726— 1,750	1,690— 1,712	78—84	27—40	1,709— 1,714	1,696— 1,704	60—68	30—40	1,704— 1,716	1,682— 1,694	39—41	48—42	<i>Hed</i> _{20—26} <i>Di</i> _{46—49} <i>Klen</i> _{34—25}	80—55
									1,706— 1,718	1,685— 1,694	40	8—20	<i>Fs</i> _{29—39} <i>Wo</i> _{10—7} <i>En</i> _{61—54}	
Оливин-биотитовые габбро-диориты	1,717— 1,721	1,679— 1,685	82—85	22—26	1,694— 1,698	1,684— 1,690	68—72	22—27	1,709— 1,715	1,686— 1,690	39—40	44—48	<i>Hed</i> _{22—24} <i>Di</i> _{47—50} <i>Klen</i> _{31—26}	84—70
Пикритовые габбро-долериты	1,704— 1,714	1,668— 1,680	84—88 (+88)	15—22	1,692— 1,694	1,682— 1,685	72—74	19—22	1,712	1,687	39	47	<i>Hed</i> ₁₈ <i>Di</i> ₅₂ <i>Klen</i> ₃₀	85—68
Такситовые габбро-долериты (нижние)	1,712— 1,720	1,676— 1,686	84—88	20—23					1,704— 1,712	1,680— 1,690	39—43	54—46	<i>Hed</i> _{20—25} <i>Di</i> _{45—52} <i>Klen</i> _{35—23}	95—65
	1,725— 1,732	1,688— 1,696	81—83	26—32	1,704— 1,708	1,690— 1,694	60—64	27—30						
	—	1,712— 1,730	78—83	37—50					1,727	1,703	42	52—48 (центр-край)	<i>Hed</i> _{28—30} <i>Di</i> _{46—50} <i>Klen</i> _{26—20}	
	—	1,760	—	65					1,712— 1,716	1,688— 1,694	40—43	50—40 (центр-край)	<i>Hed</i> _{21—23} <i>Di</i> _{50—44} <i>Klen</i> _{29—33}	78—55
Контактные габбро-долериты	1,730— 1,742	1,700— 1,710	80—82	28—35	1,710	1,700	56	35	1,710	1,688	40	12	<i>Fs</i> ₃₂ <i>Wo</i> ₉ <i>En</i> ₅₉	

второй генерации. Изредка пироксен просто сдвойникован. Его оптические свойства и колебания состава следующие: $Ng=1,704-1,718$; $Np=1,682-1,698$; $cNg=42^\circ$; $+2V=54-43^\circ$; состав $Hed_{24-30}Di_{57-42}Kln_{19-28}$.

По степени и характеру автометаморфических изменений верхние и нижние такситовые габбро-долериты отличаются друг от друга лишь несущественными деталями, на которых мы останавливаться не будем. Подробно эти изменения изложены при описании нижних такситовых габбро-долеритов.

Среди верхних дифференциатов интрузии иногда встречаются мало-мощные (от долей сантиметров до 3—5 см) светло-розовые мелкозернистые жилки кислого состава (гранофиры), которые, видимо, следует считать остаточными продуктами кристаллизации пегматоидного расплава. Жилки состоят из кварца (65—70%), плагиоклаза и калишпата (25—30%), незначительного количества клинопироксена, сине-зеленого амфибола, апатита и сфена. Структура пород аплитовая, порфириовидная, участками гипидиоморфнозернистая.

Кварц образует изометричные зерна, иногда с хорошей огранкой, пойкилитово включающие мелкие зерна полевого шпата, иголки апатита и сине-зеленого амфибола.

Полевые шпаты представлены редкими порфириовидными выделениями удлинено-таблитчатых (до 1,0 мм по удлинению) кристаллов олигоклаза (№ 22), а также мелкими (0,1—0,4 мм) табличками тонко-сдвойникового сильно пелитизированного альбита (?) и в меньшей степени ксеноморфными зернами бурого калишпата в основной массе.

Клинопироксен образует немногочисленные нечетко ограниченные удлиненные (до 0,4 мм) зерна, окрашенные в бледно-зеленый цвет. По-видимому, относится к высокожелезистым пижонитам ($Ng=1,730$; $+2V=53^\circ$).

Сине-зеленый амфибол дает мелкие (0,1—0,3 мм) лучистые скопления игольчатых кристалликов, плеохроирующих от сине-зеленого по Ng до бледно-зеленого по Np .

В незначительном количестве в породе присутствуют игольчатые (до 0,8 мм) кристаллики апатита, небольшие зерна бурого сфена и рудного минерала.

Кристаллооптические свойства и составы главных породообразующих минералов из всех дифференциатов интрузии сведены в табл. 2.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК II

Все многообразие пород дифференцированных интрузий норильского типа явилось результатом эволюции траппового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации, имевшей сложный гравитационно-кинетический характер. Именно с этих позиций большинство исследователей объясняет расслоенное строение дифференцированных интрузий северо-западной части Сибирской платформы. Взгляды Г. Б. Роговера (1959) на многофазное становление интрузий норильского типа не подтверждаются имеющимся обширным фактическим материалом, устанавливающим вполне определенные закономерности в изменении оптических свойств, составов и количественных соотношений породообразующих минералов в вертикальных разрезах массивов.

Механизм формирования интрузий Норильск II и некоторые вопросы дифференциации базальтовой магмы (на примере этого же массива) разобраны в последующих разделах работы. В настоящей главе мы остановимся лишь на поведении главных породообразующих минералов — оливинов, пироксенов, плагиоклазов — в вертикальном разрезе интрузии.

Закономерный характер изменения свойств и составов этих трех серий смешанных кристаллов, выявленный уже при петрографическом описании пород интрузии (см. табл. 2), наиболее полно отражает ход процесса кристаллизационной дифференциации.

Оливины

Определение молекулярного состава оливинов по оптическим константам проводилось по диаграмме Винчелла (1949), на которую вынесены крайние значения составов оливинов на различных дифференциатов интрузии (рис. 9). Составы оливинов контролировались также по соответствующим диаграммам Трегера (1958); У. А. Дира, Р. А. Хауи, Дж. Зусмана (1965).

Наиболее магниезильный оливин (15—20% *Fa*) содержится в нижних слоях интрузии — в пикритовых габбро-долеритах. Представлен он здесь довольно крупными (до 1,5 мм в поперечнике) идиоморфными, хорошо ограненными (с преимущественным развитием граней второго пинаконда) или слегка оплавленными кристаллами, составляющими основную массу оливина в породах массива. По мере формирования и увеличения мощности пикритового горизонта оливин обогащается фаялитовой молекулой. В переходном оливин-биотитовом слое в его составе уже 22—26% *Fa*, а выше по разрезу, в оливиновых габбро-долеритах, железистость оливина увеличивается до 35—40% *Fa*.

В этом же направлении (снизу вверх) хорошо развитые слабо вытянутые по *Nm* или изометричные кристаллы, слагающие пикритовый и оливин-биотитовый горизонты, сменяются выше по разрезу округлыми и ксеноморфными, «лапчатыми» зернами, образующими в оливиновых габбро-долеритах крупные (до 4,0—5,0 мм в поперечнике) пойкилокристы. Последние содержат включения лейст плагиоклаза, кристаллизация которого в верхних горизонтах интрузии началась раньше оливина.

Оливин с максимальной железистостью обнаружен в нижних такситовых габбро-долеритах. Для этих пород характерны различные формы проявления и широкие колебания составов оливинов, что вполне объяснимо с позиции более позднего возникновения такситовых габбро-долеритов из магмы, образующейся при повторном околотрецинном расплавлении дифференциатов интрузии.

Наряду с идиоморфными кристаллами, имеющими такой же магниезильный состав (19—23% *Fa*), как и оливин пикритовых габбро-долеритов, в такситовых габбро-долеритах имеются многочисленные оплавленные и мелкогранулированные зерна, всегда более железистые (25—32% *Fa*), чем исходные кристаллы. Вокруг магниезильных реликтов иногда наблюдаются каймы более железистого оливина (см. рис. 41), основная масса, которого кристаллизуется в виде крупных ксеноморфных зерен, содержащих 37—50% фаялитового компонента. В более

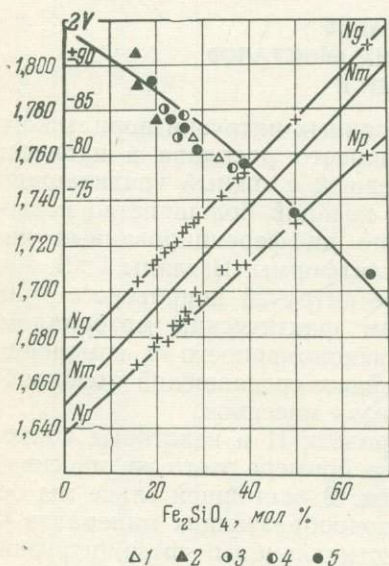


Рис. 9. Диаграмма оптических свойств и составов оливинов интрузии Норильск II

Габбро-долериты: 1 — контактовые, 2 — пикритовые, 3 — оливин-биотитовые, 4 — оливиновые, 5 — такситовые

мелкозернистых приконтактных участках такситовых тел этот железистый оливин образует «лапчатые» пойкилокристы (до 4,0—6,0 мм в поперечнике), изрезанные лейстами плагиоклаза.

Оливин с максимальной железистостью (50—65% *Fa*) был встречен в такситовых габбро-долеритах, непосредственно контактирующих с базальтами, содержащими фиолетовый титанистый авгит. Оливин образует здесь небольшие (0,2—1,5 мм) округлые зерна и ксеноморфные пойкилокристы в парагенезисе с более крупными лейстами лабрадора (№ 55—60) и аномально железистым (28—30% геденбергитовой молекулы) клинопироксеном, окрашенным в фиолетовый цвет.

Такситы этого участка (см. табл. 8, анализ 6) по сравнению с такситовыми породами из других мест интрузии содержат в 2,5—4,0 раза больше щелочей и в 2—3 раза больше титана, что, несомненно, явилось результатом частичного расплавления и ассимиляции пород экзоконтакта, обогащенных этими элементами. Базальты экзоконтакта содержат 3,64% Na_2O , 0,43% K_2O и 2,58% TiO_2 (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР). Такое локальное повышение щелочности расплава, вероятно, явилось причиной кристаллизации высокожелезистых темноцветных минералов и кислого (по сравнению с такситами других участков) плагиоклаза.

Наблюдения подобного характера для плагиоклазов и пироксенов недавно были сделаны при экспериментах по плавлению базальтов с добавками щелочей (Челищев и др., 1963; Челищев, 1965).

В нижних контактовых габбро-долеритах, где следовало бы ожидать появления наиболее магнезиальных протовыделений оливина, присутствуют мелкие (0,1—0,5 мм) округлые зерна и их скопления, в составе которых 28—35% *Fa*. Отсутствие магнезиального оливина в контактовых габбро-долеритах (его редкие находки всегда приурочены к границе с другими дифференциатами, обогащенными оливином) свидетельствует о формировании контактовых пород до начала кристаллизации и отсадки основной массы кристаллов оливина, формирующих пикритовый горизонт. Следует считать, что кристаллы оливина не были вынесены магмой из более глубинного очага, как это предполагают многие исследователи, а сформировались на месте в современной магматической камере¹.

Наличие железистого оливина в контактовых породах дифференцированных интрузий Сибирской платформы отмечается многими исследователями (Масайтис, 1958; Годлевский, 1959; Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964). Вероятнее всего, что основная причина кристаллизации железистого оливина в этих породах та же самая, что и в некоторых участках такситовых габбро-долеритов — повышенное содержание щелочей за счет ассимиляции вмещающих пород. По-видимому, здесь играют определенную роль и более низкие по сравнению с другими дифференциатами температуры кристаллизации приконтактных пород. Сравнение средних значений содержаний щелочей в дифференциатах интрузии Норильск II дает следующие цифры: в нижних контактовых габбро долеритах — 2,90%; в пикритовых габбро-долеритах — 1,00; в оливин-биотитовых габбро-долеритах — 1,65; в оливиновых габбро-долеритах — 2,20; в безоливиновых — 2,49; в габбро-диоритах — 2,79%. В средневзвешенном составе интрузии содержание щелочей равно 2,38%, т. е. значительно меньше, чем в нижних контактовых габбро-долеритах, кристаллизующихся раньше всех других дифференциатов интрузии.

¹ Прекрасным примером обратных соотношений может служить Нижне-Фокинская дифференцированная интрузия, контактовые породы которой (как нижние, так и верхние) содержат значительное количество крупных протовыделений магнезиального оливина (см. ниже, стр. 135).

Подобная зависимость состава оливина от содержания щелочей в магме установлена А. М. Виленским и другими (1964) для дифференцированных интрузий Курейского района. Так, в Верхне-Горбиачинской и Кулюмбинской интрузиях, имеющих наиболее высокое содержание щелочей, первыми выделяются железистые оливины соответственно с 47 и 38% Fa .

Пироксены

В составе пород интрузии принимают участие клино- и ортопироксены, составляющие от 25—30% (в пикритах) до 40—50% объема пород. В количественном отношении преобладают клинопироксены, представленные двумя разновидностями — нормальными и субкальциевыми пижонитами.

Для определения составов ортопироксенов по их оптическим свойствам имеется ряд диаграмм (Poldervaart, 1950; Винчелл, 1949; Соболев,

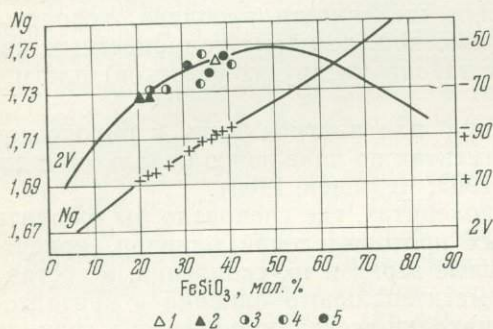


Рис. 10. Диаграмма оптических свойств и составов ортопироксенов интрузии Норильск II

Габбро-долериты: 1 — контактовые, 2 — пикритовые, 3 — оливин-биотитовые, 4 — оливиновые, 5 — такситовые

1960 и др.), которые существенно различаются между собой. Мы пользовались уточненной диаграммой В. С. Соболева (1950), принимая за основную константу значение Ng (рис. 10).

Еще более трудно определять составы клинопироксенов, в номенклатуре которых существует значительное несоответствие. Многие исследователи (Wager and Deer, 1932; Hess, 1941; Brown, 1957; Douvgall, 1961 и др.) клинопироксены дифференцированных интрузий, богатые кальцием, но с незначительным содержанием алюминия, именуют авгитами, а бедные кальцием — пижонитами. Против этого справедливо возражал В. С. Соболев (1936, 1950), который на примере нормальных траппов Сибирской платформы показал, что по малому содержанию алюминия и пересыщенности их магнием и железом относительно кальция те и другие клинопироксены должны считаться пижонитами. М. Н. Годлевский (1958) предложил клинопироксены траппов с низким содержанием кальция, малыми углами оптических осей и переменным положением плоскости оптических осей именовать субкальциевыми пижонитами, а клинопироксены со значительным содержанием кальция — нормальными пижонитами.

Определение составов нормальных пижонитов по их оптическим свойствам производилось нами по трем диаграммам состав — свойство (Винчелл, 1949): клиноэнстатит — геденбергит (по углу cNg), клиноэнстатит — диопсид (по углу оптических осей), диопсид — геденбергит (по показателям преломления) с последующим осреднением результатов. Такой способ определения, предложенный в свое время В. С. Соболевым (1955), нам кажется наиболее верным, так как он позволяет выразить составы этих клинопироксенов соотношением диопсидовой, геденбергитовой и клиноэнстатитовой молекул, реально существующих в природе.

Определение составов субкальциевых пижонитов по этим же диаграммам позволяет сравнить железистость обоих клинопироксенов в процентах геденбергитовой молекулы. Но поскольку субкальциевые пижониты представляют собой твердый раствор энстатитовой и ферросилитовой молекул с небольшим количеством волластонитового компонента¹, состав их определялся по соответствующей тройной диаграмме (Трёгер, 1958), что отражено в сводной таблице свойств и составов порообразующих минералов (см. табл. 2).

Как можно видеть из этой таблицы, составы ортопироксенов и субкальциевых пижонитов вверх по разрезу обогащаются ферросилитовой молекулой (содержание волластонитового компонента остается почти неизменным), а нормальные пижониты обогащаются геденбергитовой и обедняются диоксидовой молекулами.

Таким образом, снизу вверх по разрезу интрузии происходит заметное повышение железистости фермических минералов. Большой разброс оптических констант и составов этих минералов в такситовых габбро-долеритах объясняется условиями формирования этих пород.

Общий ход кристаллизации пироксенов в процессе дифференциации базальтовой магмы разбирается во многих работах (Соболев, 1936; Wager and Deer, 1932; Hess, 1941; Edwards, 1942; Roldervaart and Hess, 1951; Muir, 1951; Murray, 1954; Brown, 1957; Масайтис, 1958; Dougall, 1961; Золотухин, 1964 и др.).

Для дифференцированных интрузий Норильского района путь кристаллизации пироксенов был подробно разобран М. Н. Годлевским (1958, 1959).

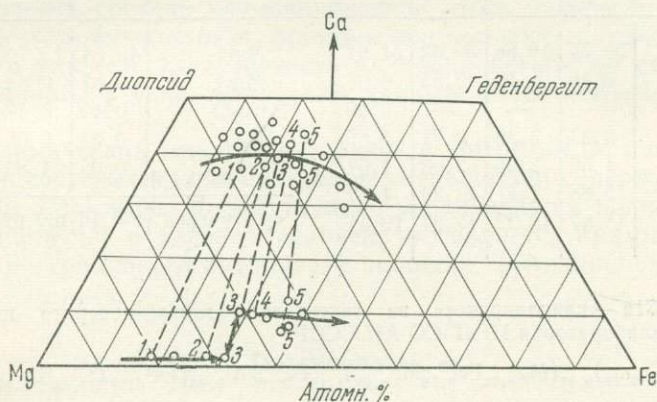


Рис. 11. Диаграмма составов и порядок кристаллизации пироксенов в интрузии Норильск II

Стрелки показывают направление кристаллизации, а пунктирные линии соединяют составы сосуществующих пироксенов в дифференциатах интрузии, обозначенных цифрами: 1 — пикритовый габбро-долерит, 2 — оливин-биотитовый габбро-долерит, 3 — оливиновый габбро-долерит, 4 — безоливиновый габбро-долерит, 5 — габбро-диорит

Изменение свойств пироксенов и порядок их кристаллизации в процессе дифференциации магматического расплава для интрузии Норильск II изображены на рис. 11, где пунктирные линии соединяют сосуществующие составы, а стрелки показывают направления кристаллизации двух рядов пироксенов. Из приводимой диаграммы (рис. 11) и таблицы составов минералов (см. табл. 2) видно, что в пикритовых и

¹ От клиногиперстенов, к которым они очень близки по своим оптическим свойствам, субкальциевые пижониты отличаются только несколько более высоким содержанием кальция.

оливин-биотитовых породах одновременно кристаллизуются ортопироксен и нормальный пижонит, железистость которых соответственно возрастает от 19 до 27% *Fs* и от 18 до 24% геденбергитовой молекулы. При соотношении $Mg:Fe=70:30$ кристаллизация ортопироксена прекращается и вместо него начинает выделяться субкальциевый пижонит, сосуществующий в оливиновых, безоливиновых габбро-долеритах и габбро-диоритах с нормальным пижонитом. Железистость обоих пижонитов в процессе фракционирования расплава непрерывно увеличивается (см. табл. 2 и рис. 11).

Количество субкальциевого пижонита увеличивается вверх по разрезу и составляет от 3—10% в нижних горизонтах оливиновых габбро-долеритов до 25—30% в габбро-диоритах от всего количества пироксенов в породах.

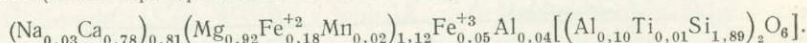
За пределами двупироксенового поля, ограниченного отношением $Mg:Fe=55:45$, кристаллизуется только один относительно богатый кальцием клинопироксен, железистость которого достигает максимального значения в пегматоидных габбро-долеритах и жилках кислого состава (~40% геденбергитовой молекулы), являющихся продуктами кристаллизации остаточной магмы, обогащенной кремнекислотой, щелочами и летучими компонентами.

Таблица 3

Результаты химических анализов и кристаллохимические формулы клинопироксенов

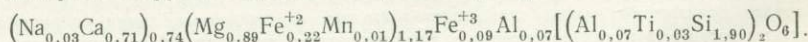
Оксиды	1	2	3	4	Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	50,74	49,88	50,62	51,64	MgO	16,54	15,76	14,13	17,13
TiO ₂	0,45	1,10	0,55	0,64	MnO	0,67	0,34	0,31	0,35
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,69	Na ₂ O	0,40	0,47	0,47	0,36
Al ₂ O ₃	3,23	3,39	2,71	3,39	K ₂ O	0,05	0,05	0,11	0,07
Fe ₂ O ₃	1,56	2,25	3,08	1,67	П. п. п.	0,95	1,80	1,33	—
FeO	5,88	7,41	10,26	4,87					
CaO	19,67	18,22	17,27	19,54	Сумма	100,14	100,67	100,84	100,26

1. Обр. 671a — клинопироксен из такситового габбро-долерита интрузии Норильск II (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР)



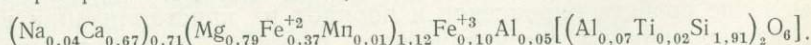
Общая железистость — 20%.

2. Обр. 61,75/1596 — клинопироксен из лейкократового обособления в пикритовом габбро-долерите интрузии Норильск II (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР).



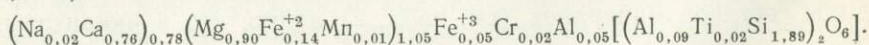
Общая железистость — 25,8%.

3. Обр. 640д — клинопироксен «общий» из габбро-диоритов интрузии Норильск II (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР).



Общая железистость — 34,5%.

4. Клинопироксен из пикритовых габбро-долеритов интрузии Норильск I (Генкин и др., 1963).



Общая железистость — 17%*.

* Сумма атомов в формульных группах X и Y не приведена к единице для того, чтобы подчеркнуть значительную недосыщенность клинопироксенов кальцием.

Субкальциевый пижонит оливиновых габбро-долеритов метастабилен. При постепенном охлаждении пород он частично или полностью инверсирует в железистый ортопироксен (30—40% *Fs*), содержащий в свою очередь тонкие пластинчатые вроски клинопироксена (см. рис. 6), по-видимому, образующиеся при распаде твердого раствора. Подобные взаимоотношения между субкальциевым пижонитом и ортопироксеном (~35% *Fs*) наблюдаются и в контактовых габбро-долеритах. В верхней части разреза интрузии, в безоливиновых габбро-долеритах и габбро-диоритах, субкальциевый пижонит стабилен, что, по-видимому, связано с более низкой температурой его кристаллизации из расплава, сильно обедненного Са, Mg и, наоборот, обогащенного железом и щелочами. Отсутствие субкальциевого пижонита в такситовых габбро-долеритах можно объяснить более низкой температурой кристаллизации вторичной магмы, из которой произошли эти породы, в поле устойчивости ортопироксена.

Были выделены и химически проанализированы мономинеральные фракции клинопироксенов из такситовых габбро-долеритов, из лейкократовых обособлений, располагающихся среди пикритовых габбро-долеритов, и из прикровельного горизонта габбро-диоритов. Результаты анализов и кристаллохимические формулы минералов приводятся в табл. 3. Здесь же для сравнения помещен анализ клинопироксена из пикритовых габбро-долеритов интрузии Норильск I (Генкин и др., 1963), имеющего одинаковые оптические свойства с клинопироксеном из пикритов интрузии Норильск II.

Анализ минерала из габбро-диорита (обр. 640д) дает представление лишь об «общем» составе клинопироксенов этого дифференциата, так как выделить мономинеральные фракции нормального и субкальциевого пижонитов не удалось. Железистость клинопироксенов по результатам химических анализов и по оптическим данным имеет близкие значения (см. табл. 2).

Судя по химическим анализам, в разрезе интрузии по направлению снизу вверх в составах клинопироксенов уменьшается содержание кальция, магния и алюминия, но значительно увеличивается количество железа (особенно FeO) и менее — щелочей, что является прямым отражением эволюции траппового расплава в процессе фракционной кристаллизации.

Плаггиоклазы

Совместно с пироксенами плаггиоклазы составляют основную часть пород интрузии. Их количество колеблется от 10—30% в пикритовых и оливин-биотитовых габбро-долеритах до 40—60% в других дифференциатах, достигая 70—75% в лейкократовых обособлениях и троктолитовых участках. Во всех дифференциатах интрузии плаггиоклазы представлены, как правило, хорошо ограниченными кристаллами с четкой прямой зональностью. Составы их в разрезе интрузии (снизу вверх) меняются вполне закономерно: в пикритовых, оливин-биотитовых и в нижних горизонтах оливиновых габбро-долеритов основность плаггиоклазов достигает 89—55% *An* (центр — край), в основной массе оливиновых и в безоливиновых габбро-долеритах она равна 75—50% *An* (центр — край), а в габбро-диоритах опускается до 65—40% *An* (центр — край), достигая минимума в пегматоидных габбро-долеритах (60—34% *An*) и в жилках кислого состава, где он представлен альбит-олигоклазом. Наиболее основной плаггиоклаз, содержащий 95—60% анортита (центр — край), присутствует в такситовых габбро-долеритах и лейкократовых обособлениях.

О возможности такой промежуточной ориентировки у плагиоклазов гипабиссальных интрузий писали А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев и другие (1958).

Составы плагиоклазов из различных дифференциатов интрузии, определенные на Федоровском столике, были проверены иммерсионным методом. Сопоставление результатов (табл. 4) в большинстве случаев подтверждает «низкотемпературный», упорядоченный характер плагиоклазов интрузии. Исключением является лишь плагиоклаз такситовых габбро-долеритов, имеющий «высокотемпературный» или промежуточный тип ориентировки, что, по-видимому, отражает специфику условий образования этих пород.

Таблица 4

Сравнение определений плагиоклаза на Федоровском столике и иммерсионным методом

№ шлифа	Порода	% <i>Al</i> по диаграмме В. В. Никитина	% <i>Al</i> по диаграмме А. Н. Заварицкого, В. С. Соболева и др.	Показатели преломления			% <i>Al</i> , определенный по показателям преломления
				<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	
653a	Пикритовый	87	79	1,579	—	—	86
	габбро-долерит	65	58	1,568	—	—	63
654	То же	72	63	1,567	—	—	61
671a	Такситовый	90	80	—	1,571	1,566	78
	габбро-долерит	95	86	—	1,574	—	85
746a	То же	80	68	1,574	—	1,564	75
654в	» »	75	65	1,572	—	—	69
679	Оливиновый габбро-долерит	70	62	—	—	1,562	68
640д	Габбро-диорит	70	62	1,572	1,567	—	69
	То же	45	41	1,560	1,555	—	45
640	» »	60	55	1,567	—	—	59

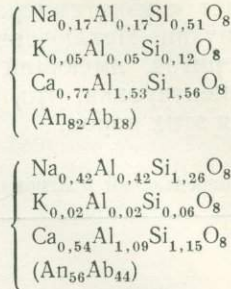
В какой-то степени этот вывод подтверждается и химическими анализами плагиоклазов, валовой состав которых приближается к средним значениям краевых зон (по определениям на Федоровском столике, по диаграмме Никитина и иммерсионным методом), как это следует из табл. 5. В этой таблице приведены результаты химических анализов плагиоклазов из такситового габбро-долерита (обр. 671a) и габбро-диорита (обр. 640д) интрузии Норильск II, а также их измерений на Федоровском столике.

Таким образом, подробное минералого-петрографическое изучение пород интрузии выявило вполне определенные закономерности как в изменении составов главных породообразующих минералов, так и в последовательности их выделения из расплава. Благодаря процессу гравитационной отсадки кристаллов магнезиального оливина, выпадающих из расплава первыми, и последующей фракционной кристаллизации остальных минералов возникло все многообразие пород интрузии, ее слоистое псевдостратифицированное строение.

Направление дифференциации находит свое выражение в закономерном изменении составов породообразующих минералов (оливинов, пироксенов, плагиоклазов) и их количественных соотношений в вертикальном разрезе интрузии. Вверх по разрезу увеличивается железистость фемических минералов и уменьшается основность плагиоклаза. Так, магнезиальные оливины (15—20% *Fa*) пикритовых габбро-долеритов в этом направлении сменяются более железистыми (до 40—45% *Fa* в оливиновых габбро-долеритах). Для пироксенов характерна одновременная кристаллизация двух рядов — богатых и бедных кальцием. Первые пред-

Результаты химических анализов и кристаллохимические формулы плагиоклазов

Окислы	Обр. 671а	Обр. 640д	Кристаллохимические формулы и средние составы плагиоклазов
SiO ₂	46,98	53,42	Обр. 671а
Al ₂ O ₃	30,18	27,14	
Fe ₂ O ₃	0,55	1,15	Обр. 640д
FeO	0,69	0,70	
CaO	15,74	11,51	Обр. 671а
MgO	0,61	0,29	
Na ₂ O	1,79	4,31	Обр. 640д
K ₂ O	0,83	0,28	
П. п. п.	2,21	0,81	Обр. 671а
Сумма	99,55	96,61	



Результаты измерения плагиоклазов на Федоровском столике

№ обр.	Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву			Символ	Содержание Ал. мол. %	Примечание
	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>			
671а	64	32	73	$B \perp [001]$ (010)	91	Центральная часть крупного кристалла
	43	63	59	$D \perp (010)$	86	
	57	82	34	$B [001]$	78	Краевая зона крупнопризматического кристалла
640д	43	57	66	$D \perp (010)$	78	
	57	75	37	$B [001]$	89	Ядро призматического кристалла
	37	64	66	$D \perp (010)$	71	
	66	45	55	$B [001]$	45	Краевая часть того же кристалла
	28	58	82	$D \perp (010)$	47	

ставлены только нормальными пижонитами, а вторые ортопироксенами и субкальциевыми пижонитами. При этом в наиболее высокотемпературных магнезиальных породах (в пикритовых и оливин-биотитовых габбро-долеритах) совместно кристаллизуется нормальный пижонит состава $Hed_{18-24}Di_{52-50}Klen_{30-26}$ и ортопироксен, содержащий 19—27% *Fs* (железистость пироксенов всегда несколько выше железистости сосуществующих оливинов). С понижением температуры и увеличением железистости расплава начинает кристаллизоваться пара нормальный пижонит — субкальциевый пижонит, железистость которых возрастает в процессе кристаллизации. В верхних горизонтах интрузии, как правило, пироксены относительно более магнезиальны, чем оливин. Состав плагиоклазов по разрезу интрузии меняется от № 85—68 (центр — край) в пикритовых габбро-долеритах до № 65—40 (центр — край) в габбро-диоритах, венчающих разрез интрузии.

Как известно (Заварицкий и Соболев, 1961; Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, 1961; Йодер, Тилли, 1963 и др.), при кристаллизации базальтовых магм твердые фазы появляются в очень небольшом интервале температур и поэтому порядок выделения минералов зависит прежде всего от первоначального валового состава расплава. При гравитационной отсадке область температур кристаллизации расплава несколько расширяется благодаря более ранней кристаллизации и отсадке высокотем-

пературных минералов, а порядок выделения минералов меняется по мере изменения состава расплава.

Так, в нижних горизонтах интрузии Норильск II (в пикритовых и оливин-биотитовых габбро-долеритах) вслед за магнезиальным оливином и реакционным ортопироксеном кристаллизуется основной плагиоклаз, к которому затем присоединяется клинопироксен. В оливиновых габбро-долеритах первым начинает кристаллизоваться плагиоклаз, несколько позже к нему присоединяется железистый оливин и клинопироксен. В габбро-диоритах, образующих прикровельный горизонт интрузии, основная часть плагиоклаза выделяется совместно с клинопироксенами, также образующими идиоморфные кристаллы.

ГИБРИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК II

Гибридные породы являются постоянной составной частью дифференцированных интрузий Норильского района, располагаясь, как правило, в их прикровельной части. Состав и масштабы проявления этих пород находятся в прямой зависимости от состава пород кровли. Там, где интрузии имеют кровлю, сложенную породами лавовой толщи триаса, гибридные породы развиты незначительно и главным образом за счет ассимиляции ксенолитов осадочных пород, перемещенных магматическими потоками, как это имеет место в интрузии Норильск I (Коровяков и др., 1963). Но если кровля сложена осадочными породами, то происходит настолько интенсивная их ассимиляция, что «подчас невозможно провести четкую границу между роговиками и гибридными породами». Примером такой интенсивной ассимиляции пород кровли могут служить интрузии гор Черной и Зуб (Яковлева, 1947; Годлевский, 1959).

Масштабы проявления гибридных образований в интрузии Норильск II, кровлей пологих «языков» которой являются породы лавовой толщи, незначительны и наиболее полно представлены в обнажениях по ручью Ивакина. Здесь, в верховьях ручья, коренные выходы оливин-содержащих габбро-долеритов являются естественным продолжением крутого юго-восточного борта интрузии, от которого они отделены в виде самостоятельного дайкообразного тела¹ по серии тектонических нарушений. Почти непрерывная цепь коренных выходов габбро-долеритов в русле и крутосклонных бортах ручья протягивается более чем на 350 м. «Дайка» прорывает породы лавовой толщи триаса, имеет общее северо-восточное простирание (СВ: 20—25°) и падение на северо-запад под углами 25—40°, с увеличением до 65° в отдельных крутых участках. Мощность «дайки» не превышает 30—35 м (рис. 13).

Дифференциация, наблюдаемая в главной части интрузии, здесь отсутствует. «Дайка» сложена крупно- и среднезернистыми оливиновыми (2—4% оливина) габбро-долеритами и содержит огромное количество брекчированных и оплавленных ксенолитов, представленных главным образом песчаниками, конгломератами и графитизированным каменным углем.

Размерность ксенолитов колеблется в очень широких пределах от долей сантиметров до огромных отторженцев пластов осадочных пород с прослоями каменного угля, которые в виде крупных брекчированных глыб, составляющих единый пласт, следятся по простиранию на протяжении 150—170 м при мощности до 5—8 м. Элементы залегания ограничивающих поверхностей и внутренней слоистости таких крупных ксенолитов совпадают с элементами залегания контактов дайки и с общим

¹ В дальнейшем этот блок интрузии будем именовать «дайкой».

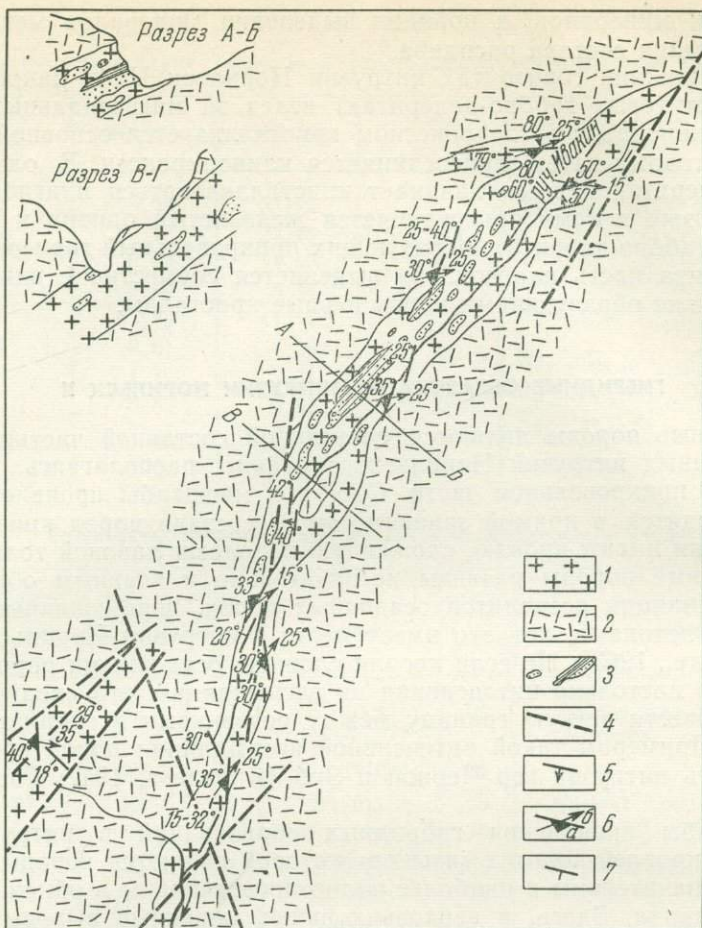


Рис. 13. Схематическая структурно-геологическая карта интрузии Норильск II в участке развития гибридных пород (ручей Ивакина)

1 — габбро-долериты интрузии, 2 — базальты лавовой толщи триаса, 3 — ксенолиты осадочных пород перми среди габбро-долеритов, 4 — тектонические нарушения. Элементы залегания: 5 — наблюдаемых контактов интрузии с вмещающими породами, 6 — ориентировки плагноклаза: а — планпараллельности по \perp к (010), б — линейности по [100], 7 — макротрещины

направлением планпараллельности в ней, установленной микроструктурным анализом.

Ксенолиты таких гигантских размеров были транспортированы магмой с глубины более 100 м, где пологозалегающие осадки тунгусской серии подстилают лавовую толщу. По-видимому, на границе этих толщ с разными механическими свойствами, в месте их пересечения с подводщим каналом интрузии, в осадочных породах появились ослабленные зоны, параллельные слоистости и межформационному шву. Именно в таких участках и были затем раздроблены, вырваны и перемещены магмой на значительное расстояние крупные оторженцы осадочных пород.

Взаимодействие габбро-долеритовой магмы с ксенолитами (преимущественно кварц-полевошпатового состава) привело к образованию целой серии гибридных пород, неоднородных по текстуре и минералогическому составу. Вокруг ксенолитов эти породы образуют неширокие (от долей сантиметра до 1,5—2,0 м) оторочки с постепенными переходами (по составу и окраске) от светло-серых кварц-полевошпатовых песчаников до темных зелено-серых не контаминированных габбро-доле-

ритов. Переходные разности последовательно представлены кислыми породами с переменным количеством кварца, калинатрового полевого шпата, основного плагноклаза и темноцветных минералов: кварцевыми габбро-диоритами и габбро. Между этими основными типами существует целая серия взаимопереходных разностей. Количественно минералогический состав габбро-долеритов и гибридных пород, подсчитанный на интеграционном столике, приводится в табл. 6.

Таблица 6
Количественно-минералогический состав габбро-долеритов и гибридных пород из обнажений ручья Ивакина

Минерал	Габбро-долерит	Габбро	Кварцевый габбро-диорит	Гранодиорит (?)	Гранофир (?)
Плагноклаз	51,8	45,7	41,9	35,3	16,3
Пироксен	33,2	37,5	—	0,8	1,5
Оливин	2,9	—	—	—	—
Роговая обманка	7,8	8,8	0,7	20,8	—
Хлорит	—	—	31,2	6,5	8,9
Кварц	1,2	2,8	16,2	19,0	54,6
Калинатровый полевой шпат	—	0,5	5,2	14,9	17,4
Рудный	1,5	3,5	2,7	0,5	—
Апатит	0,3	1,2	0,9	0,6	1,3
Сфен	—	—	1,2	1,6	—

Кварцевые габбро-диориты составляют основную массу гибридных пород, в то время как доля кислых разностей не превышает 15—20% всего объема гибридных образований.

По составу и количественным соотношениям порообразующих минералов (см. табл. 6) г а б б р о, слагающие внешнюю кайму гибридных образований, больше тяготеют к габбро-долеритам дайки, чем к кварцевым габбро-диоритам. С теми и другими габбро связано постепенными взаимопереходами.

Структура пород призматическизернистая, габбро-офитовая, габбровая.

Основная масса **плагноклаза** представлена изометричными табличками (до 1,5 мм) лабрадор-битовнита (№ 60—74), иногда зональными (№ 64—40, центр — край). Ядра таких кристаллов замещены чешуйками серицита.

Клинопироксен образует нечетко ограненные самостоятельные зерна (до 1,5—2,0 мм) и сростки более мелких. Преобладает нормальный пижонит состава $Hed_{27}Di_{50}Kln_{23}$ ($Ng=1,718$; $Np=1,692$; $cNg=42^\circ$; $+2V=49^\circ$). Зерна субкальциевого пижонита ($Ng=1,720$; $Np=1,694$; $cNg=41^\circ$; $+2V=12^\circ$; состав $Fs_{35}Wo_{10}En_{55}$) нередко образуют с нормальным пижонитом сростки без каких-либо признаков реакционного взаимодействия.

По пироксенам и в интерстиционных промежутках развивается мелкочешуйчатый **слюдистый минерал** ($Nm=1,630$) грязно-зеленого цвета и тонколучистые агрегаты бледно-зеленого **амфибола**.

Ксеноморфные зерна **кварца** выполняют угловатые промежутки, иногда находятся в тонком графическом сростании с **калинатровым полевым шпатом**, присутствующим в незначительном количестве. К таким участкам тяготеют иглы **апатита**.

Неправильной формы крупные (до 4 мм) зерна **титаномагнетита** составляют до 3,0% объема породы.

Кварцевые габбро-диориты составляют основную часть гибридных образований. Это различнозернистые породы с пятнистой зе-

леновато-серой окраской, напоминающие по составу и структуре одноименные породы, описанные А. П. Лебедевым (1961) среди гибридных образований Подкаменной Тунгуски.

В шлифах основной фон породы составляют удлиненно-призматические и лейцитовидные кристаллы **битовнита** (№ 74—76), реже **лабрадор-битовнита** (№ 85—62, центр — край), размер которых достигает 0,3 — 1,4 мм.

Двойниковая структура затушевана чешуйками серицита, листочками гидромусковита ($Ng=1,591$; $Np=1,585$, $-2V=31^\circ$; плеохроизм: по Ng — буроватый, по Np — бесцветный) и альбитом, который в виде нешироких оторочек и неправильных пятен развивается по плагиоклазу.

Темноцветные минералы полностью замещены зелеными хлоритами и карбонатами. Преобладает слабо плеохроирующий в зеленых тонах делессит ($Nm=1,602$) и менее — пеннин ($Nm=1,527$) с реликтами темно-бурого биотита.

Кварц и калишпат совместно или порознь выполняют угловатые промежутки между кристаллами плагиоклаза. Калишпат окрашен в буроватый цвет, по оптическим свойствам ($Ng=1,532$; $Np=1,526$; $+2V=76^\circ$ — замерялся по двум выходам оптических осей в нескольких зернах) он может быть отнесен к изоортотлазу с 50% альбитовой молекулы. Следует сразу оговориться, что в последнее время ряд исследователей (Марфуни, 1962; Emerson, 1964) сомневаются в том, что положительные ортоклазы (изоортотлазы) могут встречаться в природе.

Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, хромитом, игольчатыми кристаллами апатита, нередко замещенного кварцем и зернами сфена. Последний, кроме мелких включений в хлоритовых псевдоморфозах по темноцветным минералам, проявляется в породе и в более крупных (до 0,2—0,3 мм) зеленовато-желтых зернах округлой и клиновидной формы, обычно сгруппированных в длинные (до 1,5—1,8 мм) цепочки. Такая форма проявления может быть объяснена сфенизацией пластинок ильменита и титаномagnetита. По-видимому, при выносе железа инертный титан связывался с кремнекислотой, избыток которой в породе очевиден.

Среди мелкозернистых светлоокрашенных кислых гибридных образований первое место занимают породы гранодиоритового состава, обогащенные кварцем, калишпатом и одновременно содержащие значительное количество основного плагиоклаза и клинопироксена (см. табл. 6).

Макроскопически это плотные мелкозернистые, зеленовато-серые с неправильными розовыми пятнами породы, дающие постепенные переходы как к более темноокрашенным кварцевым габбро-диоритам, так и к более лейкократовым кислым гибридным породам, непосредственно контактирующим с ксенолитами.

Как и в кварцевых габбро-диоритах, основной фон гранодиоритовых пород создают крупные (до 2,0 мм) удлиненно-таблитчатые кристаллы **плагиоклаза**, зональность которых подчеркивается расположением пелитового материала и чешуек серицита в ядрах (№ 66—45, центр — край).

Более мелкие зерна **клинопироксена** почти полностью замещены вторичными минералами. Немногочисленные реликты по оптическим свойствам и составу ($Ng=1,712$; $Np=1,690$; $cNg=40^\circ$; $+2V=50^\circ$; $Hed_{21}Di_{50}Klen_{29}$) близки к нормальным пижонитам исходных габбро-долеритов. В шлифах отчетливо видна последовательность замещения клинопироксена бурой роговой обманкой, по которой развивается синевато-зеленая, замещающаяся в свою очередь актинолитовым амфиболом и мелкочешуйчатым зеленоватым хлоритом ($Nm=1,590$).

Бурая роговая обманка ($N_g = 1,678$; $N_p = 1,656$; $cN_g = 19^\circ$; $-2V = 77^\circ$; железистость¹ 28%) почти нацело замещает зерна клинопироксена, а также встречается в виде мелких (до 0,3 мм) призматических кристалликов. Отчетливо плеохроирует от темно-бурого по N_g до светло-бурого по N_m и желтовато-коричневого по N_p ($N_g > N_m > N_p$). С периферии зерен по ней развивается синевато-зеленая **роговая обманка** ($N_g = 1,690$; $N_p = 1,668$; $cN_g = 17^\circ$; $-2V = 52^\circ$; железистость 57%), плеохроирующая по той же схеме.

Небольшие таблички (до 0,3 мм) зонального **биотита** группируются около рудных минералов и кристалликов бурой роговой обманки. Таблички имеют бурые ядра ($N_m = 1,665$; $N_g - N_p = 0,050$), окруженные зеленой каймой ($N_m = 1,640$; $N_g - N_p = 0,032$).

Буроватый ортоклаз ($N_g = 1,528$; $N_p = 1,522$), содержащий до 30% альбита, образует вокруг кристаллов плагиоклаза широкие оторочки. При этом на границе минералов часто видна тонкая реакционная каемка прозрачного альбита. Последний присутствует также в ортоклазе в виде тонкоструйчатых пертитовых вростков. К периферии кайм в ортоклазе увеличиваются величина и количество перистых графических вростков **кварца**, мозаичные агрегаты которых занимают центральные части интерстиций. Кварц корродирует все ранее выделившиеся минералы.

Среди аксессуарных минералов преобладает **ильменит**, образующий крупные (до 0,4 мм) зерна неправильной конфигурации и длинные (до 3,0 мм) изогнутые пластинки. Столбчатые кристаллики **апатита** тяготеют к кварц-ортоклазовым участкам. Встречаются редкие мелкие зернышки сфена и единичные призмочки циркона.

Непосредственно у контакта с ксенолитами кислые гибридные породы гранитоидного (гранофирового) состава выполняют роль цемента брекчий и нередко глубоко проникают в крупные ксенолиты в виде маломощных ветвящихся прожилков. Для магматического цемента характерно резкое непостоянство состава, преобладание лейкократовых минералов над фемическими, широкое развитие структур замещения.

Лишь в отдельных шлифах угадывается первичная призматическo-зернистая структура пород. Удлиненно-таблитчатые кристаллы **плагиоклаза** (до 1,5 мм), двойниковая структура которых сильно затусована вторичными минералами, имеют устойчивый состав андезина № 42—44, а в редких зональных кристаллах — лабрадор-андезина (№ 57—33, центр — край). Обычно же первоначальная форма кристаллов плагиоклаза угадывается лишь по очертаниям псевдоморфоз, сложенных калишпатом, кварцем и хлоритом. Очень характерно избирательное замещение, когда буроватый калишпат и кварц, развиваясь по двойниковым индивидуам одного и того же кристалла плагиоклаза, образуют последовательно чередующиеся пластинки. В скрещенных николях такие пластинки кварца распадаются на ряд ксеноморфных зерен, иногда принимающих участие сразу в строении нескольких пластинок.

Темноцветные минералы полностью замещены зеленым крупнолистоватым хлоритом (пеннином) с синими аномальными цветами интерференции.

Калишпат имеет буроватую окраску. Кроме псевдоморфоз по плагиоклазу, он образует пятнистые скопления, корродируемые кварцем. Содержание калишпата в шлифах из различных участков породы неравномерно — от 2—5 до 15—20%.

Наиболее распространенный минерал кислых гибридных пород гранитоидного состава — **кварц**, составляющий до 40% объема породы. Его кристаллизация происходила в широком температурном интервале как в магматическую, так и в постмагматическую стадию.

¹ Железистость роговых обманок определялась по диаграмме В. С. Соболева (1950).

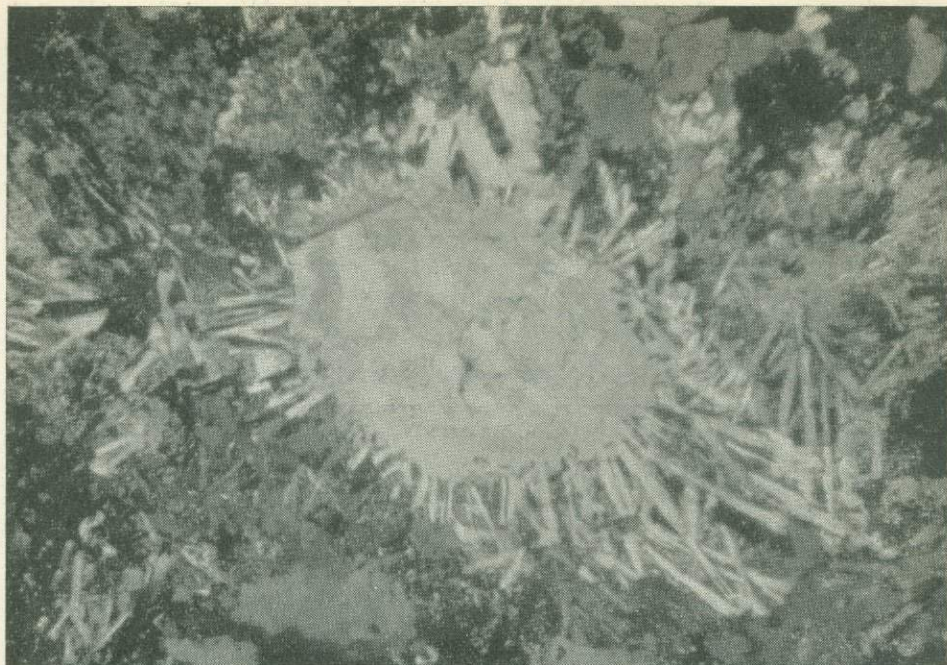


Рис. 14. Гребенчатые оторочки тридимита на зернах ксеногенного кварца. Николи+, увел. 40, шл. 548в

Наиболее высокотемпературная модификация SiO_2 , по-видимому, была представлена **тридимитом**. В ряде шлифов на ксенолитах кварцевых песчаников и даже на крупных зернах ксеногенного кварца наблюдаются характерные гребенчатые образования, состоящие из пластинок размером $0,4\text{--}0,9 \times 0,05\text{--}0,1$ мм. Пластинки располагаются перпендикулярно или под углом к поверхности ксенолитов и образуют в плоскости шлифа причудливую сетку с ячейками, выполненными кварц-хлоритовым агрегатом (рис. 14). Судя по характеру и форме выделений, можно уверенно предполагать, что эти образования принадлежали тридимиту, который с понижением температуры превратился в агрегат кварцевых зерен.

При более низких температурах кварц выделяется совместно с калишпатом, а также интенсивно замещает плагиоклаз и другие минералы, ассоциируя с мелкосферическими агрегатами бледно-зеленого хлорита.

Акцессорные минералы представлены немногочисленными зернами сфена, апатита и циркона, скоплениями мелких изометричных зернышек хромита, иногда с темно-коричневыми каемками хромпикотита ($N \sim 2,00$), и длиннопризматических кристалликов силлиманита (характеристика последнего приведена ниже, при описании термального метаморфизма вмещающих пород).

Как видно из приведенных выше описаний, гибридные породы отличаются от неизмененных габбро-долеритов целым рядом своеобразных особенностей в петрографическом составе и химизме, что обусловлено их образованием в резко аномальных условиях по сравнению с нормальным ходом кристаллизации.

В табл. 7 приведены химические анализы и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому, габбро-долерита дайки (анализ 1) и двух пород из каймы гибридных образований, отвечающих по составу кварцевому

Химические анализы габбро-долеритов и гибридных пород и их числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Оксид	Образец						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,74	48,70	57,02	57,32	68,23	58,36	78,76
TiO ₂	1,15	0,90	0,92	0,70	0,71	0,95	0,32
Al ₂ O ₃	14,85	16,76	16,78	14,47	15,25	17,57	9,94
Fe ₂ O ₃	3,78	3,32	0,47	0,77	1,62	2,76	0,72
FeO	7,56	6,65	5,44	10,03	3,88	4,64	1,73
MnO	0,17	0,12	0,09	0,10	0,01	0,09	0,30
CaO	12,48	12,43	4,79	2,96	0,36	2,71	1,76
MgO	6,42	5,91	4,99	4,71	2,53	3,04	1,35
Na ₂ O	2,02	2,22	2,43	2,18	3,13	5,15	1,57
K ₂ O	0,36	0,36	0,84	0,65	1,24	1,60	0,50
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,17	0,26	0,19	0,42	0,30
H ₂ O	0,74	0,73	0,68	0,26	0,43	0,06	0,14
П. п. п.	1,87	1,50	4,09	3,85	2,74	2,55	2,36
Сумма	100,30	99,21	99,72	98,26	100,32	99,90	99,70
<i>a</i>	5,4	5,5	6,9	5,6	8,3	13,0	3,8
<i>c</i>	7,3	8,9	6,1	3,6	0,4	3,1	1,9
<i>b</i>	30,1	27,3	19,0	25,3	18,3	20,3	9,0
<i>s</i>	57,2	58,3	68,0	65,5	73,0	63,6	85,3
<i>a'</i>	—	—	22,8	25,3	53,0	45,6	51,0
<i>f'</i>	37,0	35,8	30,8	42,6	25,5	30,8	26,0
<i>m'</i>	37,6	39,0	46,4	32,1	21,5	23,6	23,0
<i>c'</i>	25,4	25,2	—	—	—	—	—
<i>л</i>	88,5	89,6	81,5	85,3	80,3	83,0	83,0
<i>φ</i>	11,2	10,9	2,3	2,7	6,9	10,8	5,6
<i>t</i>	1,8	1,4	0,79	0,93	0,79	0,78	0,3
<i>Q</i>	-3,9	-3,3	+17,1	+16,0	+29,0	-1,9	+61,1
FeO:MgO	1,24	1,12	1,09	2,17	1,53	1,53	1,28
К. ф. *	64	63	55	74	69	71	65

1. Обр. 550а, оливинсодержащий габбро-долерит из «дайки» ручья Ивакина (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР).

2. Обр. 678, безоливиновый габбро-долерит интрузии Норильск II (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР).

3. Обр. 547а, гибридная порода (кварцевый габбро-диорит) из «дайки» ручья Ивакина (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР).

4. Гибридная порода горизонта Б интрузии горы Черной (по М. Н. Годлевскому, 1959).

5. Обр. 548е, гибридная порода (гранофир) из «дайки» ручья Ивакина (химлаборатория ИГиГ СО АН СССР).

6. Гранитовая гибридная порода (среднее из пяти анализов) горизонта Б интрузии горы Зуб (по М. Н. Годлевскому, 1959).

7. Обр. 296,0 скв. 1592, кварц-полевошпатовый песчаник из экзоконтакта интрузии Норильск II (материалы Норильской КГРЭ).

* Здесь и дальше к. ф.—коэффициент фракционирования = $\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+Mg} \times 100$.

габбро-диориту (анализ 3) и гранофиру (анализ 5). Правда, по параметрам числовой характеристики анализ 5, пожалуй, ближе всего к кертантит-аплитам (Заварицкий, 1950), что лишь подчеркивает гибридный характер этой породы. Для сравнения здесь же приведены анализы кварц-полевошпатового песчаника (анализ 7) из экзоконтакта интрузии, безоливинового габбро-долерита из верхних горизонтов массива (ана-

лиз 2), к которому габбро-долерит «дайки» ближе всего по своим петрохимическим характеристикам, а также анализ гибридной породы интрузии горы Черной (анализ 4) и гранитовой гибридной породы интрузии горы Зуб (анализ 6).

При сравнении этих анализов (таблица 7, анализы 1, 3, 5, 7) можно убедиться, что в процессе взаимодействия габбро-долеритовой магмы с терригенным материалом ксенолитов магма обогащается кремнием, в меньшей степени алюминием и щелочами, теряя при этом в свою очередь железо, кальций и магний. Уравнивание химических потенциалов этих элементов, по-видимому, имело место как в магматическую стадию, когда в результате ассимиляции ксенолитов возникла магма существенно диоритового состава, так и в постмагматическую стадию, когда происходило отделение высокотемпературных растворов, вызывающих метасоматическое преобразование пород.

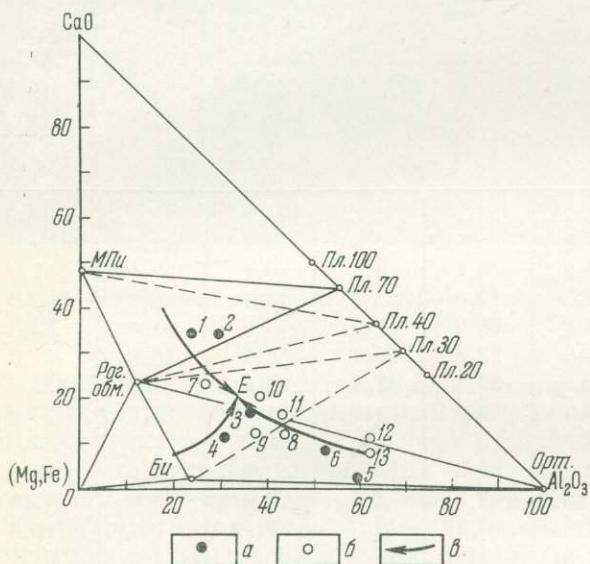


Рис. 15. Парагенетическая диаграмма и примерный ход кристаллизации габбро-долеритов и гибридных пород (ручей Ивакина)

Точки с номерами обозначают химические составы: а — пород, анализы которых приведены в табл. 7 (1—6); б — гибридных пород из различных мест Сибирской платформы 7 — габбро-диорит из интрузии Норильск I и 8, 9 — гибридные породы из интрузии горы Зуб (по Годлевскому, 1959), 10, 11 — диорит-пегматиты с р. Горбиачин (по Золотухину и Олейникову, 1963), 12 — гранофир с р. Нижней Тунгуски (по Соболеву, 1936), 13 — гибридный гранит-порфир, по Тесту; в — направление кристаллизации

Под воздействием магматического расплава, начальная температура которого была не менее 1300°C (см. ниже стр. 81), происходила активная ассимиляция терригенного материала ксенолитов. При этом менялся состав расплава и между первичными минералами габбро-долеритовой магмы и новым расплавом, обогащенным SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и летучими компонентами, главным образом водой, возникали реакционные взаимоотношения. Происходило замещение первичных минералов габбро-долеритов, смена одних парагенезисов другими. Так, клинопироксены замещались роговыми обманками и биотитами, а плагиоклаз — ортоклазом, микропегматитом и на более поздних этапах кварцем. Ортоклаз, кварц и, по-видимому, биотит кристаллизуются в широком температурном интервале как в магматическую, так и в высокотемпературную постмагматическую стадию. На минералы этих стадий накладываются низкотемпературные образования кварца, хлоритов и карбонатов.

Последовательность выделения главных породообразующих минералов габбро-долеритов и гибридных пород, а также примерное направление кристаллизации мы попытались выразить с помощью парагенетической диаграммы, связывающей химические и минералогические составы (рис. 15). Подобная диаграмма приводится В. В. Золотухиным и Б. В. Олейниковым (1963) для кислых гибридных пород (диорит-пегматитов) р. Горбиачин. Для уточнения положения опорных точек, необходимых для построения линий кристаллизации, на диаграмму, помимо

анализов, приводимых в табл. 7, нанесен также ряд химических составов гибридных пород по литературным данным.

Сравнительно небольшие масштабы проявления гибридных пород в обнажениях ручья Ивакина можно объяснить несколькими причинами. Прежде всего незначительной мощностью интрузии в этом участке и, следовательно, небольшим запасом магматического тепла, что привело к быстрому падению температуры в зоне взаимодействия расплава и ксенолитов. Во-вторых, огромными размерами ксенолитов, иногда занимающих до 50% объема камеры, и, в-третьих, малым количеством летучих компонентов, содержащихся в недифференцированной магме оливинсодержащих габбро-долеритов, выполняющих «дайку».

Термальное воздействие магмы на ксенолиты проявилось не только в частичной ассимиляции вещества ксенолитов, но и в их контактово-метаморфическом изменении, которое выразилось в появлении характерных структур и ассоциаций минералов, отвечающих пироксен-роговиковой фации контактовых роговиков.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК II

Петрохимическая характеристика интрузии Норильск II дается на основании изучения результатов 46 химических анализов пород из всех дифференциатов массива. Результаты анализов, числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого (1950), и некоторые петрохимические коэффициенты сведены в табл. 8. В другой таблице (табл. 9) приводятся средние химические составы дифференциатов интрузии, вычисленные как среднеарифметическое сумм окислов, деленное на число имеющихся анализов данного дифференциата. На основании полученных данных рассчитаны средние числовые характеристики и петрохимические коэффициенты. В табл. 10 дается средневзвешенный химический состав интрузии, рассчитанный по формуле, приведенной в работе И. А. Коровякова и др. (1963). При расчете средневзвешенного состава интрузии мы не учитывали анализы гранофилов, маломощные жилки которых составляют лишь долю процента объема интрузии, в то время как по химическому и минералогическому составу они резко отличаются от других дифференциатов.

Как известно, кристаллизационная дифференциация проявилась в закономерном изменении составов породообразующих минералов в разрезе интрузии от подошвы к кровле. При этом в процессе фракционирования происходит изменение химизма минералов главным образом в отношении содержания в них железа, магния и кальция, менее — алюминия, кремнезема и щелочей.

Петрохимический анализ пород интрузии полностью подтверждает установленные выше закономерности в поведении главных породообразующих минералов в процессе кристаллизации магматического расплава, т. е. закономерности его эволюции. Наглядно это представлено на вариационной диаграмме (рис. 16), построенной на основании средних химических анализов дифференциатов, приведенных в табл. 9. На этой диаграмме по оси ординат отложены в масштабе усредненные мощности дифференциатов интрузии и нанесены средние значения коэффициента фракционирования, являющегося наиболее чувствительным показателем обогащения магмы железом, т. е. показателем степени ее дифференциации. По оси абсцисс отложены содержания главных породообразующих окислов в весовых процентах, а также нормативные содержания (см. табл. 1) главных породообразующих минералов в процентах к массе каждого дифференциата и объемные веса пород из всех горизонтов интрузии.

Результаты химических анализов пород интрузии и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Экспел	Контактовые габбро-долериты (нижние)				Такситовые габбро-долериты (нижние)							Пивритовые габбро-долериты			Оливин-биотитовые габбро-долериты				Оливиновые габбро-долериты			
	643д	569	80/ 1596	653в	680м		138/ 1598	119,60	671а	118г 60	70,0/ 1542	653а		56,0/ 1542	654б	61,5/ 1596	575	680н	653	95в/60	66,0/ 1596	61,0/ 1596
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	48,12	47,89	48,21	47,70	49,07	43,99	40,15	43,12	40,89	43,41	40,12	41,24	38,84	39,34	42,61	42,70	45,17	44,70	46,33	47,12	43,35	48,74
TiO ₂	1,27	1,03	2,90	1,27	1,92	0,69	0,85	0,66	0,85	0,75	0,54	0,75	0,58	0,51	0,42	0,58	0,56	0,97	1,06	0,50	1,07	0,90
Al ₂ O ₃	16,53	15,02	15,12	14,93	17,41	19,42	11,48	14,25	16,58	13,29	14,45	9,14	5,79	14,19	13,70	12,72	16,83	15,04	14,67	17,02	15,70	15,65
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,05	—	—	0,08	0,12	1,72	0,20	0,40	0,40	1,08	1,60	0,06	—	—	0,01	0,04	—	—	0,02
Fe ₂ O ₃	2,62	4,88	2,31	3,95	1,54	3,22	4,24	4,23	4,58	7,34	2,12	3,40	2,11	2,12	2,35	2,04	2,22	2,27	4,84	1,02	4,17	2,04
FeO	8,33	8,10	9,82	7,40	9,61	7,22	9,93	9,55	8,23	9,00	10,12	11,30	11,88	11,08	8,84	10,73	7,23	10,43	7,68	6,73	9,67	7,69
MnO	0,17	0,22	0,16	0,19	0,16	0,14	0,21	0,20	0,18	0,22	0,21	0,18	0,17	0,23	0,16	0,17	0,20	0,19	0,18	0,22	0,17	0,17
CaO	11,69	9,97	8,58	11,25	8,78	11,21	7,10	7,92	9,09	9,02	8,72	5,71	4,16	9,38	7,99	7,38	9,93	9,04	10,38	12,65	10,14	11,48
MgO	6,17	7,61	5,07	8,12	3,81	7,80	14,30	14,81	10,91	11,18	17,95	23,90	29,83	17,15	20,13	17,92	13,93	13,67	10,39	10,26	9,37	8,41
Na ₂ O	2,16	2,16	2,97	2,09	2,56	0,89	0,77	1,21	1,21	1,45	0,49	1,01	0,47	0,67	1,08	0,94	1,75	1,62	1,82	1,55	1,48	1,35
K ₂ O	0,30	0,52	0,90	0,42	1,99	1,01	0,36	0,30	0,48	0,25	0,79	0,30	0,05	0,55	0,24	0,36	0,24	0,36	0,36	0,39	0,42	0,48
P ₂ O ₅	0,28	0,17	0,58	0,15	0,44	0,10	0,24	0,18	0,11	0,14	0,21	0,11	0,03	0,23	0,26	0,09	0,10	0,13	0,17	0,09	0,14	0,07
H ₂ O	0,50	0,46	0,98	0,71	0,46	1,26	2,37	0,54	0,74	0,80	0,15	0,38	0,32	0,11	0,24	0,35	0,33	0,28	0,50	0,21	0,64	0,52
П. п. п.	1,92	1,66	2,00	1,42	1,44	3,58	7,76	2,64	4,05	3,18	4,08	2,46	4,66	2,97	1,90	3,21	1,74	1,65	1,23	2,06	3,58	1,70
Сумма	100,05	99,70	99,60	99,65	99,18	100,52	99,84	99,82	99,89	100,54	100,35	100,28	100,19	99,62	99,98	99,20	100,26	100,36	99,56	99,36	99,90	99,23
a	5,4	5,6	8,0	5,3	9,2	3,9	2,3	3,0	3,6	3,7	2,4	2,8	1,1	2,2	2,6	2,5	6,3	4,3	4,5	4,0	4,0	3,9
c	8,9	7,6	2,1	7,5	7,9	12,3	6,4	8,0	10,3	7,1	8,4	4,0	2,8	8,4	7,3	7,0	7,9	8,1	7,5	9,8	7,0	8,9
b	27,6	30,1	30,5	31,2	21,2	28,2	38,9	39,6	34,6	38,4	43,7	50,7	57,0	44,5	44,1	43,0	35,4	37,4	34,4	31,1	36,0	29,5
s	58,1	56,7	59,4	56,0	61,7	55,6	52,4	49,4	51,5	50,5	45,5	42,5	39,0	44,9	46,0	47,5	50,4	50,2	53,6	55,1	53,0	57,7
Q	-3,5	-5,4	+0,7	-6,1	-3,7	-8,9	-6,2	-14,6	-14,5	-13,2	-22,2	-20,6	-26,8	-23,0	-20,5	-17,0	-19,7	-16,3	-9,6	-7,6	-9,0	-1,2
c'	22,1	15,8	28,2	20,5	16,0	9,7	5,4	3,9	4,5	10,6	4,8	4,4	2,8	6,0	4,3	3,9	10,4	7,9	14,9	19,2	16,2	18,4
m'	39,0	43,8	32,8	45,0	31,8	52,6	61,3	64,1	57,7	49,8	68,9	71,8	77,2	66,0	73,1	68,2	65,4	60,9	51,3	57,2	46,0	49,6
f'	38,9	40,4	39,0	34,6	52,2	37,7	33,3	32,0	37,8	39,6	26,3	24,3	20,0	28,0	22,8	27,9	24,2	31,2	33,8	23,6	37,8	32,0
n	92,1	37,5	82,3	89,5	36,1	58,0	68,7	86,0	79,5	89,0	47,2	78,2	88,0	70,0	89,9	79,0	95,8	87,0	88,0	86,5	85,8	82,0
t	2,0	1,6	4,3	3,9	2,8	1,2	1,3	0,9	1,6	1,0	0,9	1,4	1,2	0,9	0,7	1,1	0,9	1,6	3,5	0,8	2,8	1,3
Ф	8,3	14,0	6,6	11,1	6,1	10,7	9,7	9,0	12,4	16,5	4,2	5,1	2,7	4,0	4,4	6,8	5,3	5,2	11,9	2,7	10,2	5,7
FeO:MgO	1,3	1,06	1,7	0,91	2,5	0,93	0,69	0,64	0,76	0,81	0,56	0,47	0,40	0,64	0,42	0,59	0,52	0,76	0,74	0,66	1,10	0,92
K. ф. *	64	59	71	58	75	58	50	48	54	59	39	38	32	39	36	38	0,40	47	55	43	60	54
a:c	0,61	0,66	0,38	0,71	1,16	0,39	0,36	0,38	0,35	0,52	0,29	0,70	0,40	0,26	0,35	0,36	0,80	0,53	0,60	0,41	0,57	0,44

Таблица 8 (окончание)

Окисел	Оливиновые габбро-долериты							Безоливиновые габбро-долериты			Габбро-диориты			Такситовые габбро-долериты (верхние)				Контактные габбро-долериты (верхние)			Пегматоидные габбро-долериты		Гранофиры	
	679	566а	680з	33,0/1596	27,0/1596	680с	30,5/1598	550а	678	638	639	641	640д	27,3/1598	654в	745д	8,0/1598	653м	41,2/1514	677а	38,2/1596	678а	728а	114/1514
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO	48,76	48,02	47,19	47,88	48,32	47,90	47,19	48,74	48,70	48,87	50,00	49,09	49,38	43,36	47,12	46,65	43,56	46,28	51,47	51,40	49,96	45,90	75,33	73,24
TiO ₂	0,87	1,05	1,05	1,07	1,04	1,05	1,23	1,15	0,90	1,57	1,80	1,95	1,70	0,42	0,35	0,85	0,51	0,72	2,20	1,37	1,57	2,58	0,56	0,30
Al ₂ O ₃	14,36	15,68	15,89	17,62	16,14	16,55	14,21	14,85	16,76	14,79	13,24	13,42	13,66	22,53	21,23	17,85	20,77	22,82	14,08	15,58	10,40	12,47	11,86	11,08
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,03	0,06	0,02	—	—	0,028	—	0,034
Fe ₂ O ₃	2,76	3,16	3,15	1,89	2,40	3,58	2,25	3,78	3,32	3,85	5,12	4,96	5,82	0,83	3,09	2,49	1,92	3,46	2,0	2,08	1,14	6,36	0,65	1,01
FeO	7,25	6,39	7,56	7,69	7,18	6,80	9,92	7,56	6,65	8,47	8,33	8,47	7,61	6,04	5,75	6,17	6,05	3,88	9,34	7,10	10,88	10,88	1,54	2,98
MnO	0,09	0,23	0,17	0,14	0,09	0,17	0,17	0,17	0,12	0,20	0,20	0,20	0,20	0,13	0,16	0,18	0,14	0,13	0,15	0,16	0,22	0,42	0,05	0,08
CaO	13,09	11,85	11,26	11,48	12,18	11,73	10,59	12,48	12,43	10,43	10,50	10,42	10,36	13,08	10,53	7,80	12,04	11,60	9,70	9,00	12,37	10,17	2,91	2,42
MgO	8,17	8,82	7,71	7,53	7,30	7,36	7,87	6,42	5,91	5,95	5,54	5,45	5,38	5,50	5,20	7,19	9,34	4,50	4,82	6,62	7,67	5,09	0,79	0,43
Na ₂ O	1,89	1,81	2,02	2,02	2,02	2,02	2,09	2,02	2,22	2,02	2,29	2,36	2,29	1,62	2,83	3,30	0,91	2,02	2,29	2,56	2,70	2,70	5,15	3,95
K ₂ O	0,30	0,24	0,42	0,54	0,30	0,42	0,36	0,36	0,36	0,48	0,54	0,36	0,54	0,90	1,26	1,36	0,58	0,84	1,33	0,42	0,30	0,28	0,12	2,23
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,13	—	0,09	0,17	0,15	0,17	0,13	0,37	0,54	0,41	0,47	0,11	0,07	0,18	0,28	0,11	0,30	0,18	0,20	0,26	0,11	0,11
H ₂ O	0,64	0,83	0,85	0,33	0,31	0,91	0,80	0,74	0,73	0,82	0,68	0,85	1,15	0,45	0,42	0,91	0,21	0,98	1,05	0,99	0,25	0,36	0,17	0,29
П. п. п.	1,41	1,78	1,84	1,54	1,77	1,61	2,09	1,87	1,50	1,87	1,02	1,98	1,34	4,76	2,48	4,89	3,69	2,29	1,89	1,77	2,10	2,65	0,82	1,66
Сумма	99,72	100,01	99,24	99,62	99,17	100,21	99,70	100,30	99,21	99,66	99,79	99,91	99,89	99,71	100,03	99,53	99,59	99,69	100,64	99,27	99,76	100,15	100,06	99,81
a	4,7	4,3	5,1	5,1	4,9	5,1	5,2	5,4	5,5	5,1	5,8	6,0	5,9	5,7	8,7	10,0	5,2	6,6	7,2	6,2	6,2	6,5	10,7	11,3
c	7,2	8,6	8,5	7,0	8,4	9,1	7,1	7,3	8,9	7,7	6,2	6,0	5,4	15,6	11,3	7,9	7,8	14,5	6,1	7,7	3,6	5,3	1,2	1,4
b	32,1	31,0	29,8	30,1	28,9	28,4	31,2	30,1	27,3	28,1	28,8	29,0	28,6	20,7	21,6	24,2	29,5	18,3	25,0	24,1	34,2	33,0	6,1	6,2
s	56,0	56,1	56,6	58,0	57,8	57,4	56,5	57,2	58,3	59,1	59,2	59,0	59,1	58,0	58,4	57,9	57,5	60,6	61,7	62,0	56,0	55,2	82,0	81,1
Q	-4,6	-5,0	-5,5	-1,4	-2,2	-4,5	-4,5	-3,9	-3,3	+0,3	+0,6	±0,0	±0,0	-11,0	-11,9	-12,1	-3,2	-6,5	-7,2	+3,9	-4,0	-7,9	+44,4	+38,2
c'	26,6	20,0	19,4	25,0	23,4	20,0	20,0	25,4	25,2	19,5	24,2	23,2	22,8	14,2	13,1	9,9	13,0	10,2	23,8	15,7	31,4	22,5	44,0	22,0
m'	45,7	50,2	45,7	44,0	44,4	45,2	44,0	37,6	39,0	37,8	32,5	32,8	32,0	50,7	45,0	55,2	52,0	47,7	33,0	47,8	36,6	26,8	22,4	10,6
f'	27,7	29,8	34,9	31,2	32,4	34,8	36,0	37,0	35,8	42,8	43,3	44,0	44,3	35,1	42,0	34,9	35,0	42,2	43,2	36,5	32,0	50,3	34,6	59,0
n	91,0	93,5	89,0	86,5	91,5	89,0	89,4	88,5	89,6	86,6	88,0	91,0	88,2	72,5	76,0	76,0	84,0	77,8	72,2	91,0	94,0	94,0	100	100,5
t	1,2	1,7	1,6	1,7	1,6	1,6	1,8	1,8	1,4	2,4	2,7	3,0	2,5	0,7	0,6	1,3	1,7	1,1	3,2	1,9	2,4	4,2	0,46	0,66
φ	7,6	9,2	9,6	5,6	7,4	11,4	6,3	11,2	10,9	12,1	15,2	14,8	17,6	3,7	13,2	8,6	7,5	18,8	6,7	7,6	4,2	17,0	9,6	14,8
FeO:MgO	0,89	0,73	0,98	1,10	0,98	0,93	1,32	1,24	1,12	1,42	1,46	1,51	1,43	1,12	1,13	0,86	0,90	0,96	1,86	1,06	1,42	2,14	2,05	7,0
К. ф.	54	52	58	56	56	58	63	64	63	67	71	71	72	56	63	54	55	62	66	55	59	76	75	90
a:c	0,65	0,50	0,60	0,73	0,59	0,57	0,73	0,74	0,62	0,66	0,94	1,00	0,93	0,37	0,76	1,28	0,66	0,45	1,18	0,81	1,71	1,22	9,00	8,10

Примечание. Химические анализы пород интрузии выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитики: Е. Н. Зырянова, А. В. Ефремова, Л. А. Непенина). Анализы пород с порядковыми номерами 7,11,14 и 39 произведены в лаборатории Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции. Анализы пород № 6 и № 13 приводятся по литературным данным (Коровяков и др., 1963).

Средние химические составы пород интрузии и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Окисел	Порода										Гранофир
	Контактовый габбро-долерит (нижний)	Такситовый габбро-долерит (нижний)	Пикритовый габбро-долерит	Оливин-биотитовый габбро-долерит	Оливиновый габбро-долерит	Безоливиновый габбро-долерит	Габбро-диорит	Такситовый габбро-долерит (верхний)	Контактовый габбро-долерит (верхний)	Пеммоидный габбро-долерит	
	Количество анализов										
	4	7	3	4	11	3	3	4	3	2	2
SiO ₂	47,98	42,96	39,81	43,79	47,34	48,77	49,49	45,15	49,72	47,93	74,29
TiO ₂	1,62	0,89	0,61	0,63	1,09	1,21	1,82	0,53	1,43	2,07	0,43
Al ₂ O ₃	15,40	15,27	9,71	14,57	15,77	15,47	13,44	20,60	17,49	11,43	11,47
Cr ₂ O ₃	0,03	0,50	1,03	0,04	0,03	—	—	0,02	0,04	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	3,44	3,90	2,54	2,22	2,84	3,65	5,30	2,01	2,51	3,75	0,83
FeO	8,41	9,38	11,42	9,31	7,69	7,56	8,14	6,00	6,77	10,88	2,26
MnO	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,16	0,20	0,15	0,15	0,32	0,06
CaO	10,37	8,98	6,42	8,58	11,58	11,78	10,43	10,86	10,10	11,27	2,67
MgO	6,74	11,54	23,63	16,41	8,46	6,09	5,46	6,81	5,31	6,38	0,61
Na ₂ O	2,35	1,23	0,71	1,35	1,82	2,09	2,31	2,17	2,29	2,70	4,55
K ₂ O	0,53	0,74	0,29	0,30	0,38	0,40	0,48	1,03	0,86	0,30	1,17
P ₂ O ₅	0,29	0,20	0,12	0,14	0,12	0,22	0,47	0,16	0,20	0,23	0,11
H ₂ O	0,64	0,90	0,27	0,30	0,59	0,76	0,89	0,50	1,01	0,30	0,23
П. п. п.	1,75	3,82	3,39	2,12	1,86	1,75	1,45	3,96	1,98	2,37	1,24
Сумма	99,74	100,50	100,14	99,94	99,69	99,95	99,87	99,95	99,87	99,95	100,14
a	6,1	3,4	2,0	3,7	4,6	5,3	5,9	7,4	6,7	6,4	11,0
c	6,5	9,1	5,1	7,6	8,5	8,0	6,8	10,7	9,4	4,5	1,3
b	29,9	35,6	50,7	40,0	30,7	28,5	28,7	24,0	22,5	33,6	6,2
s	57,5	51,9	42,2	48,7	56,2	58,2	59,1	57,9	61,4	55,5	81,5
Q	-3,7	-12,1	-24,7	-17,6	-5,3	-2,2	+0,1	-9,7	±0	-6,3	+39,7
c'	21,7	6,8	4,4	6,6	19,0	23,4	23,4	12,6	16,6	26,9	33,0
m'	40,1	57,3	71,3	66,9	48,2	38,1	32,4	50,7	42,8	31,7	16,5
f'	38,2	35,9	24,3	26,5	32,8	38,5	44,2	36,7	40,6	41,4	46,8
n	87,9	79,2	78,7	87,9	88,0	88,2	89,1	77,1	80,3	94,0	100,0
t	3,0	1,5	1,2	1,1	1,8	1,9	3,1	1,1	2,1	3,3	56,0
φ	10,0	9,6	3,9	5,4	7,8	11,4	15,9	8,3	11,0	10,6	12,2
FeO:MgO	1,24	0,81	0,48	0,57	0,91	1,24	1,47	0,88	1,27	1,78	4,52
К. ф.	64	54	36	41	55	65	71	54	63	67	82
a:c	0,94	0,37	0,39	0,49	0,54	0,67	0,94	0,69	0,72	1,42	8,50

Такое совмещение петрохимических и количественно-минералогических данных на одной диаграмме дает наглядное представление о взаимосвязи химических и минералогических составов пород и характере изменения этих связей в ходе кристаллизации расплава.

Как можно видеть на диаграмме (см. рис. 16), вариационные кривые поведения породообразующих окислов имеют резкие перегибы, нарушающие плавный ход кривых и свидетельствующие о значительных колебаниях в химических (и минералогических) составах некоторых сопряженных дифференциатов. Прежде всего это относится к контактовым и такситовым габбро-долеритам как нижним, так и верхним.

Нижние контактовые габбро-долериты отличаются от перекрывающих их пикритовых габбро-долеритов высоким содержанием SiO₂, алю-

миния, кальция и щелочей, но содержат значительно меньше MgO (соответственно 6,74 и 23,63%) и железа, что связано с особенностями генезиса этих пород.

Контактные габбро-долериты являются наиболее ранним дифференциатом интрузии, сформировавшимся до начала процессов кристаллизационной дифференциации и гравитационной отсадки оливина, основная масса которого опускалась уже на закристаллизовавшийся горизонт

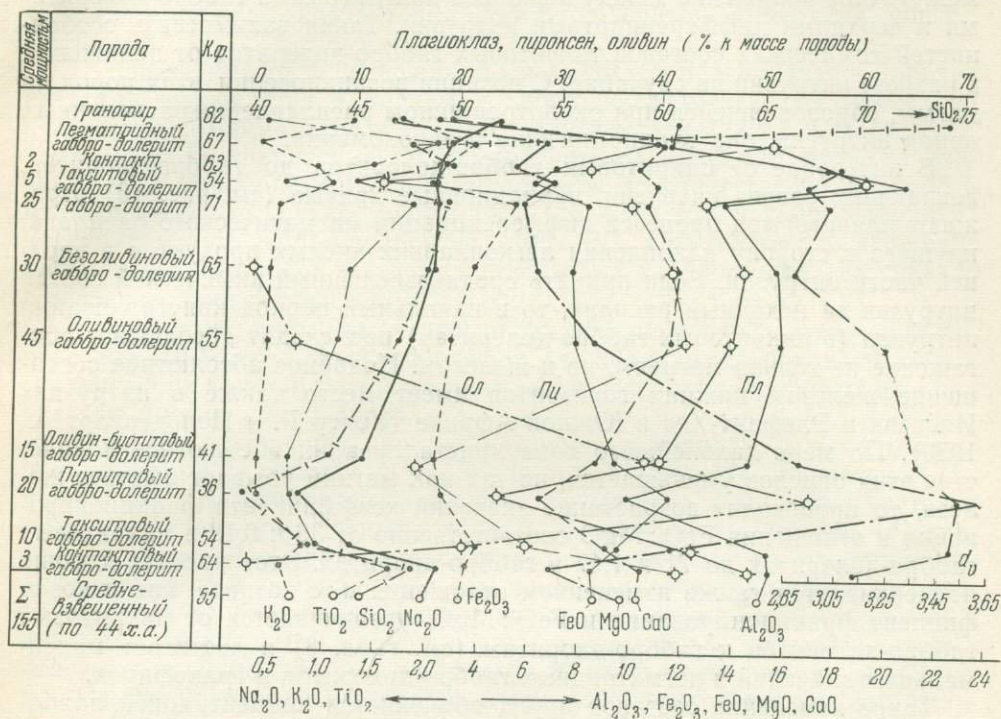


Рис. 16. Вариационная диаграмма изменений содержания главных компонентов и пологообразующих минералов в дифференциатах интрузии Норильск II (объяснение в тексте)

приконтактных пород. Состав нижних контактовых габбро-долеритов (как и оливиновых габбро-долеритов) очень близок к средневзвешенному составу интрузии и в какой-то степени дает представление о первоначальном составе магматического расплава, отличаясь несколько пониженным содержанием магния.

Верхние контактовые габбро-долериты по своему составу являются более кислыми породами, чем нижние контактовые габбро-долериты, и по своим петрохимическим параметрам близки к верхним дифференциатам интрузии — безоливиновым габбро-долеритам и габбро-диоритам. От нижних контактовых габбро-долеритов они отличаются повышенным содержанием кремнезема, алюминия, щелочей (главным образом калия) и более низким содержанием окислов железа и магния. Особенности состава верхних контактовых габбро-долеритов, несомненно, связаны с условиями кристаллизации верхних дифференциатов из расплава, обогащенного легкоплавкими и летучими компонентами, концентрация которых происходила в кровле интрузии по мере отсадки оливина и кристаллизации расплава. По-видимому, эти элементы были способны диффундировать в уже закристаллизовавшийся слой контактовых пород и тем самым изменять их состав, обогащая его кремнеземом, алюминием и щелочами.

Такситовые габбро-долериты в зависимости от занимаемого положения в разрезе интрузии имеют различные составы. Нижние такситы по содержанию породообразующих окислов на приводимой вариационной диаграмме занимают промежуточное положение между нижними контактовыми габбро-долеритами, с одной стороны, и пикритовыми и оливин-биотитовыми — с другой. Верхние такситовые габбро-долериты по своим петрохимическим характеристикам соответственно занимают промежуточное положение между верхними контактовыми габбро-долеритами и верхними дифференциатами интрузии. Такая взаимосвязь особенностей химических составов такситовых габбро-долеритов от положения в разрезе интрузии не случайна. С позиции возникновения этих пород из магмы, образовавшейся при околотрещинном расплавлении раскаленных пород интрузии, она вполне логична и закономерна.

В интервале от пикритовых габбро-долеритов до габбро-диоритов, венчающих разрез интрузии, вариационные кривые (см. рис. 16) отражают плавный ход процесса дифференциации магматического расплава, идущего в сторону накопления легкоплавких кислых продуктов в верхней части интрузии. Если принять средневзвешенный химический состав интрузии за исходный расплав, то в начальный период кристаллизации интрузии (в пикритовых габбро-долеритах) происходит абсолютное обогащение не только магнием, но и железом. Подобное абсолютное обогащение железом нижних горизонтов имеет место также в интрузиях Инсизва и Элефант-Хед в Южной Африке (Уокер Р. и Польдерварт А., 1950). По мере дальнейшего хода кристаллизации абсолютное количество этих окислов уменьшается, но так как магний убывает быстрее железа, то происходит возрастание значений коэффициента фракционирования и отношения $FeO : MgO$ соответственно от 36 и 0,48 в пикритовых габбро-долеритах до 71 и 1,47 в габбро-диоритах. Этот процесс хорошо подчеркивается также изменением отношения $a : c$ которое, как и коэффициент фракционирования и $FeO : MgO$, увеличивается от пикритовых габбро-долеритов к габбро-диоритам (см. табл. 8) и достигает максимальных значений в пегматоидных габбро-долеритах и гранофирах.

Такое изменение составов пород объясняется концентрацией наиболее легкоплавких компонентов магмы к кровле интрузии и выжиманием ее остаточных порций в виде линзовидных и неправильных тел пегматоидных габбро-долеритов и маломощных гранофировых прожилков, располагающихся в верхних горизонтах массива.

В этом же направлении (от пикритовых габбро-долеритов к габбро-диоритам, см. рис. 16) идет постепенное и очень медленное накопление щелочей при возрастании K_2O в начальные этапы кристаллизации и Na_2O на конечных этапах при резком увеличении его содержания в самые поздние этапы кристаллизации (в пегматоидных габбро-долеритах и гранофирах). Содержание FeO в породах разреза уменьшается от 11,42% в пикритах до 7,56 в безоливиновых габбро-долеритах, а затем увеличивается до 8,14 в габбро-диоритах и 10,88% в пегматоидных габбро-долеритах. Обратная зависимость устанавливается в поведении CaO и Al_2O_3 . Их содержание в породах разреза вначале сильно возрастает, затем в оливиновых и безоливиновых габбро-долеритах остается постоянным и значительно уменьшается в габбро-диоритах и менее в пегматоидных габбро-долеритах. В гранофировых жилках содержание FeO , CaO и MgO невелико, так как они содержат незначительное количество темноцветных минералов и основного плагиоклаза.

Такое поведение породообразующих окислов в процессе формирования дифференциатов интрузии находит свое выражение не только в изменении химизма породообразующих минералов от подошвы к кровле массива, но и в количественных соотношениях этих минералов в каждом из дифференциатов. Эта количественная взаимосвязь также отражена

на вариационной диаграмме путем нанесения на нее процентных содержаний главных породообразующих минералов, полученных при нормативных расчетах средних химических составов дифференциатов интрузии (см. табл. 1).

На диаграмме видно, что кривые процентных содержаний оливина и магнезия ведут себя однозначно — максимальное количество оливина приходится на долю пикритовых габбро-долеритов, резко уменьшаясь в сторону нижних контактовых габбро-долеритов и верхних дифференциатов.

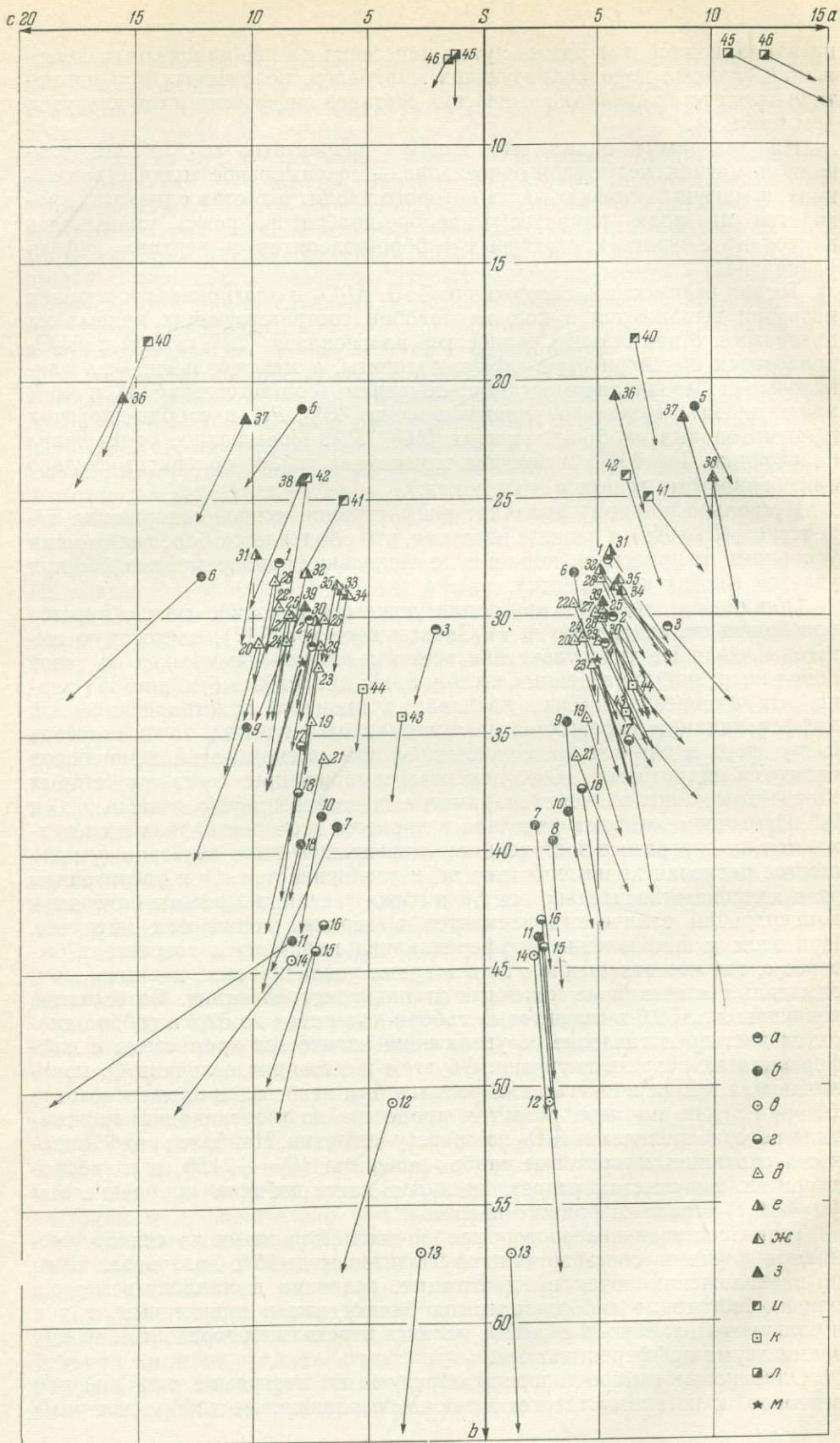
Тесная взаимосвязь содержаний CaO , Al_2O_3 и плагиоклаза в породах интрузии выражается в полном подобии соответствующих кривых на диаграмме. Минимальное количество плагиоклаза (22%), CaO и Al_2O_3 приходится на пикритовые габбро-долериты, а максимальное — на оливиновые и безоливиновые габбро-долериты (соответственно 47 и 48% плагиоклаза), несколько уменьшаясь (до 43% Pl) в габбро-диоритах и пегматоидных габбро-долеритах (40% Pl). Повышенное содержание плагиоклаза (до 60%) в верхних такситовых габбро-долеритах связано с особенностями генезиса этих пород.

Несколько по-иному выглядит конфигурация кривой содержания пироксенов ($Di+Hy$) в разрезе интрузии, что объясняется более сложными условиями их кристаллизации в виде нескольких одновременных фаз при участии многих компонентов.

Общий ход эволюции кристаллизующегося расплава можно хорошо проследить на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 17), на которую нанесены числовые характеристики всех имеющихся химических составов пород интрузии, приведенных в табл. 8. На диаграмме (см. рис. 17) видно, что изменение состава расплава в процессе кристаллизационной дифференциации выражается в закономерном смещении точек составов снизу вверх вдоль оси Sb . Причем крайними членами этой серии пород являются пикритовые габбро-долериты и гранофиры, составам которых отвечают крайние значения параметра b , соответственно равные 57,0 и 6,1. Изменение химизма расплава в процессе его кристаллизации выражается на диаграмме постепенным уменьшением длин векторов (уменьшается числовая характеристика m' и увеличивается c') и увеличением угла наклона относительно оси Sb в обеих частях диаграммы благодаря концентрации силикатных элементов в верхних горизонтах интрузии. При этом в направлении дифференциации параметр a возрастает быстрее c , так что отношение $a:c$ все время увеличивается, достигая максимальных значений на конечных этапах кристаллизации. Возрастание величины s от 39,0 в пикритовых габбро-долеритах до 59,2 в габбро-диоритах дает представление об увеличении количества кремнезема в дифференциатах разреза интрузии. Об этом же говорит величина Q , показывающая, что первоначальный расплав был недосыщен кремнекислотой ($Q=-7,3$), но по мере развития процессов дифференциации произошло перераспределение SiO_2 по разрезу интрузии. Наиболее недосыщенными оказались пикритовые габбро-долериты ($Q=-24,7$), а в габбро-диоритах, венчающих разрез, появился даже избыток кремнекислоты ($Q=+0,1$) в виде свободного кварца.

Точки составов пикритовых габбро-долеритов вверх по оси Sb сменяются точками составов оливин-биотитовых габбро-долеритов. Судя по расположению точек на диаграмме, величине и наклону векторов, оливин-биотитовые габбро-долериты близки как к пикритовым, так и к оливиновым габбро-долеритам, являясь переходным горизонтом между этими двумя дифференциатами.

Оливиновые габбро-долериты образуют на диаграмме широкий рой векторов, к которому тяготеют также безоливиновые габбро-долериты



и габбро-диориты, различающиеся между собой параметрами a , c и величинами дополнительных числовых характеристик.

Следует отметить, что на диаграмме (см. рис. 17) отчетливо разделяются нижние и верхние контактовые габбро-долериты. Точки составов первых располагаются в нижней части диаграммы в интервале значений $b=27,5-32,0$, в то время как вторые тяготеют к верхней половине диаграммы в интервале значений b от 18,0 до 25,0.

Обращает на себя внимание разброс точек составов такситовых габбро-долеритов, вектора которых не образуют какой-либо ограниченный ореол, а равномерно распределяются вдоль оси Sb среди других дифференциатов. При этом точки составов нижних такситовых габбро-долеритов располагаются среди точек составов нижних дифференциатов (включая оливиновые габбро-долериты), а верхние такситы образуют рой точек среди верхних дифференциатов. Характерно поведение векторов такситовых габбро-долеритов. В большинстве своем они сильно наклонены от оси Sb и пересекают вектора окружающих пород. Но имеется и другая группа векторов составов такситовых габбро-долеритов, мало чем отличающаяся от векторов исходных пород. Это зависит, по нашему мнению, от степени переработки вмещающих пород в такситовые габбро-долериты. Глубокая переработка исходных пород приводит к обеднению образующихся такситов магнием, обогащению фемической и салической известью, алюминием и щелочами. При этом значительно повышается отношение калия к натрию, что и фиксируется на диаграмме на проекции cSb крутым (по отношению к оси Sb) наклоном векторов. Сравнение петрохимических характеристик такситовых габбро-долеритов с характеристиками других дифференциатов интрузии подчеркивает основную особенность первых — их сходство с породами, среди которых они залегают. Подобная зависимость устанавливается как для нижних, так и для верхних горизонтов интрузии.

Изложенные выше общие закономерности изменения химизма пород в последовательно расположенных дифференциатах интрузии более наглядно представлены на диаграмме А. Н. Заварицкого для средних составов пород интрузии (рис. 18, *а*) и для отдельного разреза по ручью Рудному (рис. 18, *б*). На этих диаграммах соединительными линиями со стрелками показано направление изменения химизма пород от нижних контактовых габбро-долеритов к пикритовым габбро-долеритам и далее через серию верхних дифференциатов к верхним контактовым габбро-долеритам, а затем к пегматоидным габбро-долеритам и гранофирам. В разрезе ручья Рудного (см. рис. 18, *б*) эти проявления остаточных порций расплава, а также ряд верхних дифференциатов, отсутствуют. Поэтому вариационная кривая здесь имеет более простой вид, чем на диаграмме средних составов (рис. 18, *а*), где она состоит из трех ветвей: первая ветвь идет от нижних контактовых габбро-долеритов к пикритам, вторая — от пикритовых габбро-долеритов к верхним контактовым габбро-долеритам и третья — от пегматоидных габбро-долеритов к гранофирам. Последняя ветвь, завершающая процесс дифференциации магматического расплава, является продолжением второй ветви, объединяющей основные дифференциаты интрузии.

Рис. 17. Диаграмма А. Н. Заварицкого для химических составов пород интрузии Норильск II

Цифры на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 8
Габбро-долериты: *а* — нижние контактовые, *б* — нижние такситовые, *в* — пикритовые, *г* — оливин-биотитовые, *д* — оливиновые, *е* — безоливиновые; *ж* — габбро-диориты; *з* — верхние такситовые габбро-долериты, *и* — верхние контактовые габбро-долериты, *к* — пегматоидные габбро-долериты, *л* — гранофиры, *м* — средневзвешенный состав интрузии Норильск II

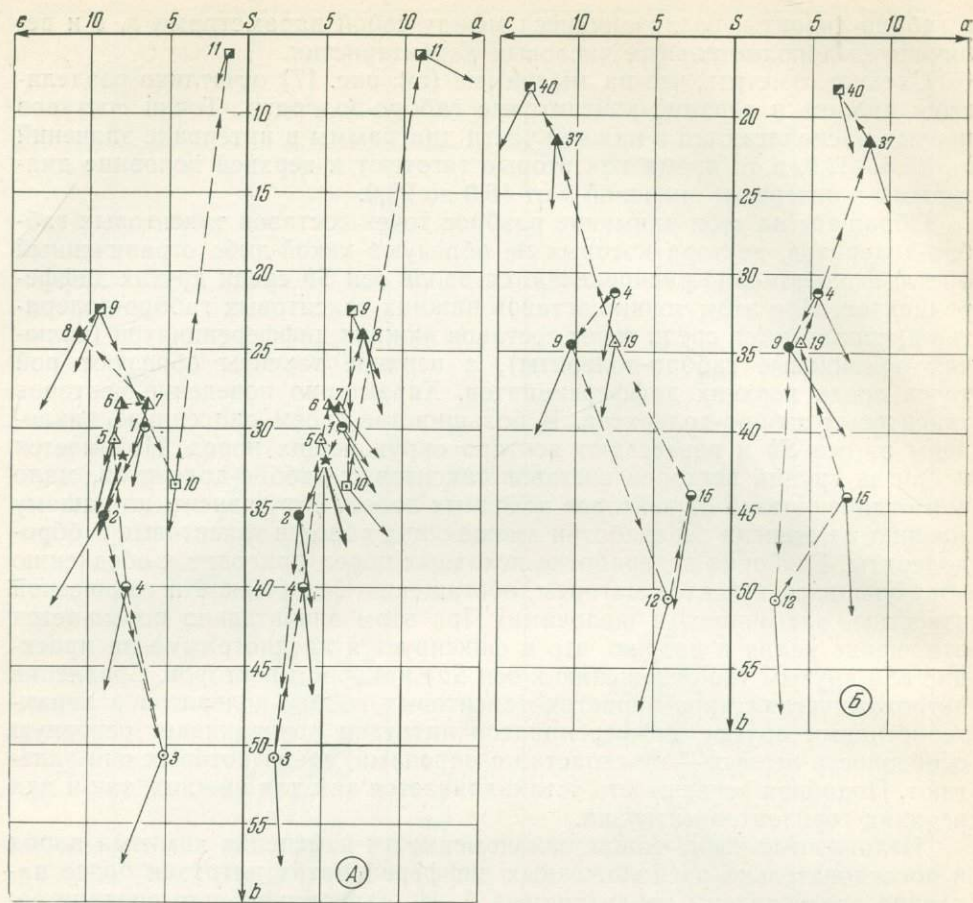


Рис. 18. Диаграммы А. Н. Заварницкого для средних химических составов дифференциатов интрузии (а) и для пород разреза по ручью Рудному (б)

Цифры на диаграммах соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 9 (а) и в табл. 8 (б) (условные обозначения см. на рис. 17)

Как известно, направление дифференциации в сериях горных пород принято изображать на треугольных диаграммах, где вершины треугольника соответствуют содержанию железа, магния и суммы щелочей. На рис. 19 изображена такая диаграмма для интрузии Норильск II. Здесь же для сравнения нанесены данные по ряду других массивов. Линия дифференциации интрузии Норильск II на этой диаграмме особенно близка к направлению дифференциации в интрузии Инсизва (Уокер и Польдерварт, 1950), с которой она имеет много общих черт.

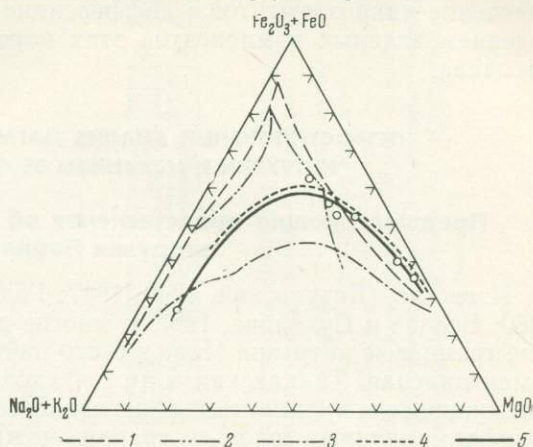
В свое время М. Н. Годлевский (1959), писал, что по сравнению с нормальными траппами, дифференцированные интрузии недосыщены кремнеземом и щелочами и содержат избыток магния. Титана в них очень мало, а содержание хрома и металлов из группы никеля и платиноидов, наоборот, очень высоко. Эти особенности говорят о глубинном, абиссальном характере магматического расплава и геохимическом родстве дифференцированных интрузий с гипербазитами. Судя по средневзвешенному химическому составу (табл. 10), все сказанное выше в полной мере относится и к интрузии Норильск II.

Средневзвешенный химический состав интрузии Норильск II, как это можно видеть из табл. 10, очень близок к средневзвешенным составам интрузий Норильск I и г. Черной, что, по нашему мнению, является не

случайным. Пространственная близость этих интрузий, приуроченность к зоне разломов Медвежьего ручья, характер магматических текстур, выявленных микроструктурным анализом, и сходство средневзвешенных составов — все эти факты подтверждают ранее высказанное предположение (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963, и др.) о принадлежности

Рис. 19. Тройная диаграмма дифференциации для некоторых трап-ловых интрузий

1 — Скаергардская, 2 — Аламджахская; 3 — Норильск I; 4 — Инсизва, 5 — Норильск II



всех трех интрузий к одному и тому же магматическому очагу. Имеющиеся незначительные различия в средневзвешенных составах этих интрузий могут быть объяснены особенностями их геоструктурного положения относительно магматического очага, глубиной формирования и т. п.

Дифференциаты интрузии содержат различное количество разнообразных редких и рассеянных элементов. Полученные данные по

Таблица 10

Средневзвешенные химические составы интрузий Норильск II и I и горы Черной и их числовые характеристики

Окисел	Средневзвешенный химический состав			Числовая характеристика			
	Норильск II	Норильск I (по М. Н. Годлевскому, 1959)	гора Черная (Коровяков и др., 1963)		Норильск II	Норильск I	гора Черная
SiO ₂	46,01	44,16	47,09	<i>a</i>	4,9	3,8	4,7
TiO ₂	1,23	0,76	0,76	<i>c</i>	7,9	8,4	9,1
Al ₂ O ₃	15,01	14,86	17,30	<i>b</i>	32,0	34,6	32,5
Cr ₂ O ₃	0,18	0,44	—	<i>s</i>	55,2	53,2	53,7
Fe ₂ O ₃	3,26	4,51	2,22	<i>Q</i>	—7,3	—9,6	—11,1
FeO	8,56	8,82	7,77	<i>c'</i>	15,0	12,0	13,6
MnO	0,20	0,14	0,14	<i>m'</i>	53,8	55,5	57,4
CaO	10,13	9,85	11,24	<i>f'</i>	31,2	32,5	29,0
MgO	9,69	10,87	11,09	<i>n</i>	86,0	75,4	82,9
Na ₂ O	1,85	1,28	1,81	<i>t</i>	1,9	1,3	—
K ₂ O	0,53	0,66	0,58	φ	9,3	11,5	—
P ₂ O ₅	0,21	0,24	—	FeO : MgO	0,88	0,81	0,70
H ₂ O	0,64	0,32	—	К. ф.	55	55	50
П. п. п.	2,50	3,09	—	<i>a : c</i>	0,62	0,46	0,52
Сумма	100,00	100,00	100,00	Количество анализов	44	54	18

спектральному исследованию пород (всего было проанализировано около 100 проб) позволили установить, что существует ряд элементов, которые концентрируются преимущественно в минералах нижних дифференциатов (Сг, Ni, Со, V и др.), и ряд элементов, характерных для минералов верхних горизонтов интрузии (Pb, Li, Zn, Be, Zr и др.). Иначе говоря, поведение микроэлементов в дифференциатах интрузии определяется поведением главных компонентов этих пород в процессе кристаллизации расплава.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕКСТУР ИНТРУЗИИ И МЕХАНИЗМ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Предшествующие представления об условиях формирования интрузии Норильск II

Известно (Котульский, 1946, 1947; Годлевский, 1959, 1960; Урванцев, 1960; Егоров и Суханова, 1963, и многие другие), что дифференцированные трапповые интрузии Норильского района (Норильск I, горы Черная, Имангдинская, Талнахская и др.) представляют собой пластовые пологосекущие тела (хонолиты), образовавшиеся при внедрении магмы вдоль межформационных швов и границ между свитами пологозалегающих пород палеозоя и нижнего триаса. Основная особенность этих интрузий — слоистое асимметричное строение, возникающее в результате кристаллизационной дифференциации магматического расплава и гравитационной отсадки образующихся минералов. В разрезах интрузий большинством исследователей выделяются следующие горизонты (снизу вверх): контактовые, такситовые, пикритовые, оливин-биотитовые, оливиновые и безоливиновые габбро-долериты, габбро-диориты, верхние такситовые габбро-долериты и габбро. Можно говорить также о грубой стратификации интрузий на три горизонта (снизу вверх): обогащенный оливином (пикритовые и оливин-биотитовые габбро-долериты), с некоторым количеством оливина и без оливина.

С охарактеризованными выше массивами интрузия Норильск II обнаруживает как черты сходства, так и существенные различия, касающиеся формы ее камеры, внутреннего строения и механизма формирования.

В печати о интрузии Норильск II имеются лишь краткие сведения, публикуемые в крупных статьях и монографиях о магматизме и оруденении Норильского района. Авторы этих работ ограничиваются только очень сжатым описанием некоторых морфологических особенностей интрузии, выделяющих ее среди других дифференцированных массивов района.

Мнения этих исследователей о форме камеры интрузии разноречивы, но большинство склонно думать, что она ближе всего к дайкообразной. Так, М. Н. Годлевский (1959, стр. 21) пишет: «Интрузия имеет форму сложной ступенчатой дайки с общим простиранием на СВ: 40° и углами падения от 65 до 10°». Крутопадающей дайкой считает интрузию и Г. Б. Роговер (1959), Коровяков И. А. и др. (1963, стр. 41) также пишут об «условиях формирования интрузии Норильск II в сложной и крутонаклонной камере...» По мнению В. Н. Егорова (1963), интрузия Норильск II — это хонолит, вытянутый с северо-востока на юго-запад, а А. М. Виленскому (1964, стр. 157) «форма интрузии (в ее северо-восточной половине.— Ю. В.) представляется в виде жолобообразного тела с наклоном к северо-востоку под углом от 10 до 70°».

Столь же различны мнения исследователей о направлении внедрения магматического расплава в период формирования интрузии. Основная часть исследователей считает, что внедрение расплава происходило в

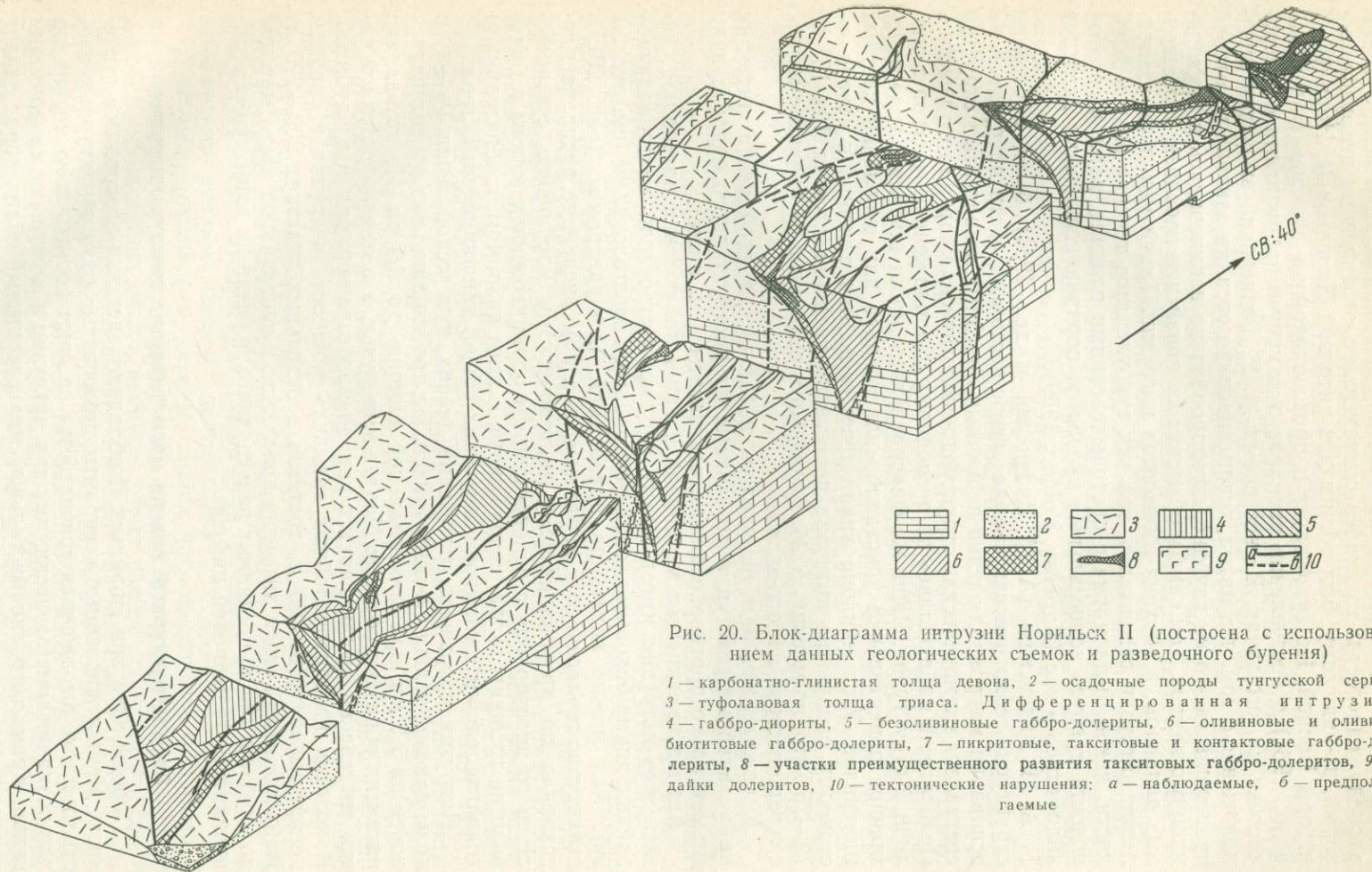


Рис. 20. Блок-диаграмма интрузии Норильск II (построена с использованием данных геологических съемок и разведочного бурения)

1 — карбонатно-глинистая толща девона, 2 — осадочные породы тунгусской серии, 3 — туфолавовая толща триаса. Дифференцированная интрузия: 4 — габбро-диориты, 5 — безоливиновые габбро-долериты, 6 — оливиновые и оливинобиотитовые габбро-долериты, 7 — пикритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты, 8 — участки преимущественного развития такситовых габбро-долеритов, 9 — дайки долеритов, 10 — тектонические нарушения: а — наблюдаемые, б — предполагаемые

направлении с юго-запада на северо-восток из магматического очага, расположенного где-то южнее современного ограничения интрузии, который, по-видимому, был общим для интрузий Норильск II, Норильск I и горы Черной. Но существует и противоположное мнение (Виленский и др., 1964) о поступлении расплава в камеру в направлении с северо-востока на юго-запад. В свое время М. Н. Годлевский высказал предположение о том, что магма, гравитационная отсадка оливина в которой произошла где-то на глубине, штопорообразно ввинчивалась в крутонаклонную камеру. Тем самым объяснялось появление прослоев, обогащенных оливином, в верхних горизонтах интрузии. Такой механизм становления интрузии сомнителен, так как турбулентное течение вязкой жидкости, какой была магма с протовыделениями оливина, даже в готовой полости требует колоссальных скоростей порядка нескольких десятков километров в час (Кареску, Voldan, 1959).

А. М. Виленским (А. М. Виленский и др., 1964) была проведена структурно-геологическая съемка северо-восточной части интрузии и на основании макронаблюдений первичных линейных и полосатых структур составлена схематическая структурно-геологическая карта этого участка. Полосатость наблюдалась по послойному расположению участков с различной структурой. Чаще же фиксировались линии течения в виде однозначной ориентировки кристаллов плагиоклаза или скоплений цветных минералов. Угол наклона линий течения по направлению к северо-восточному окончанию интрузии постепенно увеличивается от $10-15^\circ$ до $70-75^\circ$, что, по мнению А. М. Виленского, указывает на поднятие магмы с северо-востока на юго-запад.

К сожалению, нам не удалось наблюдать в этой части интрузии макролинейных текстур, а результаты микроструктурного анализа дали диаметрально противоположные результаты (см. ниже).

Анализ имеющегося материала и наши наблюдения позволяют считать, что интрузия имеет форму сложно построенной крутопадающей дайки с двумя боковыми хонолитоподобными ответвлениями (см. рис. 20, 26). Как можно видеть на производимой блок-диаграмме (рис. 20) и структурно-геологической карте (см. рис. 26), внедрение расплава происходило по крутопадающему тектоническому нарушению северо-восточного простирания с одновременным проникновением магмы в более пологие трещины скола, сопряженные с этим разломом, с образованием хонолитоподобных «язычков», имеющих общий дайкообразный ствол.

Интрузия прорывает отложения девона, тунгусской серии $P_2 - C$ и низы лавовой толщи нижнего триаса. По простиранию она протягивается почти на 7,5 км при максимальной ширине до 2,5 км. На юго-западе интрузия обрезана сбросом Медвежьего ручья, а в северо-восточной части постепенно выклинивается как по простиранию, так и с глубиной. В пологих хонолитоподобных «язычках» мощность интрузии в среднем не превышает 130—160 м, достигая в отдельных участках 200—220 м. Дайкообразный ствол интрузии прослежен в центральной части массива до глубины 700 м, но данные разведочного бурения не дают права ограничиваться только этой цифрой.

Петроструктурный анализ магматических текстур интрузии

Породы интрузии Норильск II обладают внешним изотропным строением. Немногочисленные ксенолиты, полосчатые разноструктурные участки и плохо выраженная «слоистость» не дают достаточного материала для познания магматических текстур интрузии и механизма ее формирования. Кроме того, гипабиссальный мелкозернистый облик пород делает практически невозможным макроскопическое наблюдение над ориентировкой минералов. Поэтому для расшифровки внутреннего строения

массива мы воспользовались микроструктурным анализом, методика которого для эффузивных и гипабиссальных пород была разработана В. В. Золотухиным (1960, 1963₁₋₃, 1964₄).

Микроструктурный анализ уже был успешно применен для расшифровки магматических текстур интрузии Норильск I (Золотухин, 1964₄) и дифференцированного Анакитского массива (Ревердатто, 1963). Сущность методики заключается в расшифровке максимумов на диаграммах, получаемых при статистической обработке замеров ориентировки нормалей ко вторым пинакоидам кристаллов плагиоклаза и осей оптической индикатриссы кристаллов оливина в шлифах, изготовленных из ориентированных образцов. Закономерное положение зерен плагиоклаза и оливина в движущемся магматическом потоке является следствием хорошей огранки кристаллов этих минералов и развития вполне определенных кристаллографических форм. У плагиоклаза и оливина такой наиболее хорошо развитой уплощенной гранью в большинстве случаев является второй пинакоид при вытянутости кристаллов плагиоклаза по [100] и оливина по [001].

Поэтому расшифровка структурных диаграмм сводится к отысканию главных максимумов, отвечающих \perp (010) и [100] плагиоклаза, которые определяют положение планпараллельности и направление максимального растяжения в магме, обычно совпадающее с направлением ее течения (внедрения) (Елисеев, 1953). Узор диаграмм, построенных по плагиоклазу и оливину для одного и того же образца, как правило, хорошо совпадает, что позволяет точнее расшифровать внутреннюю анизотропию плутона. При этом максимум осей $Nm=[001]$ оливина соответствует максимуму [100] плагиоклаза, т. е. также дает направление движения магмы (линейчатость), а максимум осей Np оливина [$Np \perp$ (010)] нередко соответствует максимуму \perp (010) плагиоклаза, что подтверждает зависимость ориентировки кристаллов плагиоклаза и оливина в магматическом потоке прежде всего от величины наиболее уплощенных граней, располагающихся параллельно плоскости ближайшего контакта интрузии с вмещающими породами (планпараллельность).

Отыскание главных максимумов на диаграммах и, следовательно, их успешная расшифровка, затрудняется наличием целого ряда дополнительных максимумов, возникающих в силу взаимозаменяемости пинакоидов и развития сопряженных граней. Для кристаллов плагиоклаза такой «пинакоидальный обмен» был установлен В. В. Золотухиным (1958) при изучении эффузивных пород Закарпатья. Для оливина взаимозаменяемость поясов $Ng(\gamma)$ и $Np(\alpha)$ как результат «переменного избирательного ориентированного положения в жидкой среде» была отмечена Брозерсом (Brothers, 1959) при изучении ориентировки кристаллов оливина в дайках, вулканических necks и лавовых потоках Новой Зеландии.

Для расшифровки подобных структурных диаграмм необходимо знать расположение контактов интрузии с вмещающими породами хотя бы в некоторых местах отбора ориентированных образцов, чтобы затем к ним привязывать разрезы через все тело интрузии.

Как уже упоминалось выше, по нашим представлениям, основанным на критическом анализе материалов предшествующих исследователей и собственных наблюдениях, интрузия имеет форму сложнопостроенной дайки с хонолитоподобными боковыми ответвлениями. На приводимой структурно-геологической карте (см. рис. 26) и построенной нами блок-диаграмме (см. рис. 20) видно, что два разобщенных между собой хонолитоподобных «языка» имеют общий дайкообразный ствол. На современном эрозионном срезе ствол интрузии в виде сближенных кулисообразно расположенных даек наблюдается в центральной части массива. В других участках интрузии, где породы кровли отсутствуют, он

представляет собой крутопадающий (с углами падения на северо-запад до 60—80°) юго-восточный борт интрузии, переходящий с глубиной в дайкообразный подводящий канал.

Мощность дайкообразного ствола колеблется от 30—40 м до 70—80 м. В направлении движения магматического расплава с юго-запада на северо-восток подводящий канал выклинивается как по простиранию, так и с глубиной, что подтверждается густой сетью разведочных скважин на этом участке интрузии. В юго-западном направлении увеличивается мощность ствола, который здесь, по-видимому, прорывает стратиграфически более древние слои вмещающих пород. Дайкообразный ствол интрузии сложен однообразными оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами без каких-либо признаков расслоения на самостоятельные горизонты.

Хонолитоподобные «языки» интрузии располагаются среди пород вулканогенной толщи триаса примерно на одинаковом стратиграфическом уровне. Отличаются они друг от друга некоторыми морфологическими чертами и деталями внутреннего строения.

Хонолит, располагающийся в северной половине интрузии¹, по простиранию прослежен на 4,0 км при ширине до 2,5 км. Его северо-западное окончание обрезано мощной постинтрузивной дайкой долеритов. В этом направлении мощность хонолита уменьшается от 200—250 м (у дайкообразного ствола) до 15—30 м, а длина до 0,5—0,8 км, так что «язык» выклинивается не только по мощности, но и по простиранию. Общее юго-восточное падение хонолита (см. рис. 20) меняется здесь на северо-западное, как это установлено по коренным выходам и скважинами 1511, 1512. Кроме того, форма камеры северного хонолита усложнена многочисленными раздувами и пережимами, возникшими главным образом за счет крутых перегибов поверхности подошвы, углы падения которой меняются от 10—15 до 50—70°. При этом сохраняется общая тенденция к увеличению угла падения поверхности нижнего контакта по мере приближения к стволу интрузии, в которой хонолит плавно переходит. Кровля хонолита имеет более ровную поверхность и пологие углы падения (10—25°) на юго-восток. В участке выклинивания хонолита плоскости контактов располагаются параллельно друг другу, имея падение на северо-запад под углом 10—12°.

Наиболее сложным по форме и внутреннему строению является, пожалуй, участок ручья Рудного (юго-западное окончание северного «языка», см. рис. 26), где породы интрузии хорошо вскрыты каньоном ручья и обнажаются на склонах его долины. Верхний контакт интрузии имеет здесь пологое падение на юго-восток, аз. пад. 140—160°, \angle 20—25°, а для подошвы интрузии характерны резкие перегибы от почти горизонтальных площадок с углами падения 0—15° до крутопадающих участков с углами падения до 40—60°. Следует сразу отметить, что в таких крутых участках пикритовые габбро-долериты образуют слои, параллельные крутому борту, что является немаловажным фактом в объяснении механизма формирования интрузии.

Для участка северного хонолита, прилегающего к стволу интрузии, характерно частое нарушение в последовательности залегания дифференциатов, резкая изменчивость мощностей и выклинивание отдельных горизонтов, наличие слоев, обогащенных оливином, как и такситовых габбро-долеритов, среди различных горизонтов разреза массива. Такие взаимоотношения устанавливаются как по разрезам скважин (скв. 1596, 1598, 1542 и др.), так и в коренных обнажениях по ручью Рудному и северному мысу (на склонах Норильского плато). Здесь, на северном мысе,

¹ В дальнейшем этот хонолит будем называть «северным», а располагающийся в юго-западной части интрузии — «южным».

особенно широко развиты такситовые габбро-долериты. В некоторых участках они настолько тесно перемежаются с другими дифференциатами, что последние, по сути дела, являются лишь реликтами среди единого мощного тела такситов, выполняющих камеру интрузии почти нацело.

Северо-западное окончание «северного» хонолита (см. рис. 20, 25) сложено только оливиновыми габбро-долеритами с проявлениями такситовых пород в виде маломощных (от долей сантиметра до 0,5 м), линзовидных прожилков и пятнистых (такситизированных) участков, тяготеющих к нижнему контакту.

«Южный» хонолит (см. рис. 20, 26) отличается от «северного» более простой морфологией камеры и совершенством внутреннего строения, выразившимся в закономерном чередовании дифференциатов (снизу вверх) от пикритовых габбро-долеритов до габбро-диоритов.

Так как интрузия на юго-западе обрезана разломом ручья Медвежье-го, мы не можем судить о истинных размерах самого массива и, в частности, южного хонолитоподобного «языка». По простиранию он простражен почти на 3 км при ширине до 1,0 км. Средняя мощность «языка» 120—140 м. Ближе к стволу интрузии он имеет мощность до 250 м, а к северо-западу полностью выклинивается.

Хонолит имеет пологую кровлю (аз. пад. 120—150°, \angle 10—20°) и более крутой нижний контакт (аз. пад. 130—160°, \angle 20—60°), угол падения которого увеличивается к дайкообразному стволу. Последний в виде дайки, мощность которой достигает 80 м, хорошо прослеживается по развалам и коренным выходам на протяжении 1,7 км вдоль юго-восточного борта интрузии (см. рис. 39). В ручьях Сондра и Рудный непосредственно в коренных выходах наблюдались крутопадающие контакты (соответственно, аз. пад. 280°, \angle 80° и аз. пад. 286°, \angle 50°) ствола с вмещающими породами, а также пологое ответвление от него прикровельной части «южного» хонолита.

В строении «южного» хонолита принимают участие все дифференциаты от пикритовых габбро-долеритов внизу до габбро-диоритов, образующих прикровельный горизонт. Так, по разрезу скважины 1520, пробуренной примерно в центральной части хонолита, мощность интрузии равна 170 м. Из них на пикритовые и такситовые габбро-долериты приходится 40 м, на оливин-биотитовые — 12 м, почти 50 м на оливиновые и поровну на безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты. По направлению выклинивания интрузии мощность нижних дифференциатов (в том числе и такситовых габбро-долеритов) быстро уменьшается до нуля. Носовая часть хонолита сложена лишь оливинсодержащими (1—3% оливина) габбро-долеритами, сменяющимися вверх по разрезу безоливиновыми габбро-долеритами и габбро-диоритами. Такситовые габбро-долериты в таких участках выклинивания хонолита образуют небольшие неправильной формы тела на водоразделе ручьев Сондра и Рудный, а также в юго-восточной части интрузии. Здесь, судя по данным бурения (участок сильно задернован), среди пород вулканогенной толщи располагается незначительная пологая послойная инъекция габбро-долеритов, обогащенных оливином, которая отходит от дайкообразного ствола на юго-восток (см. рис. 20). Видимая мощность этого «языка» 20—25 м.

Как мы увидим дальше, морфологические особенности камеры интрузии и ее магматические текстуры находятся в тесной взаимосвязи. Магматические текстуры отражают особенности строения камеры интрузии, и, наоборот, зная внутреннюю структуру массива, можно в достаточной степени уверенно говорить о чертах строения его камеры. В этом отношении микроструктурный анализ в применении к трапповым

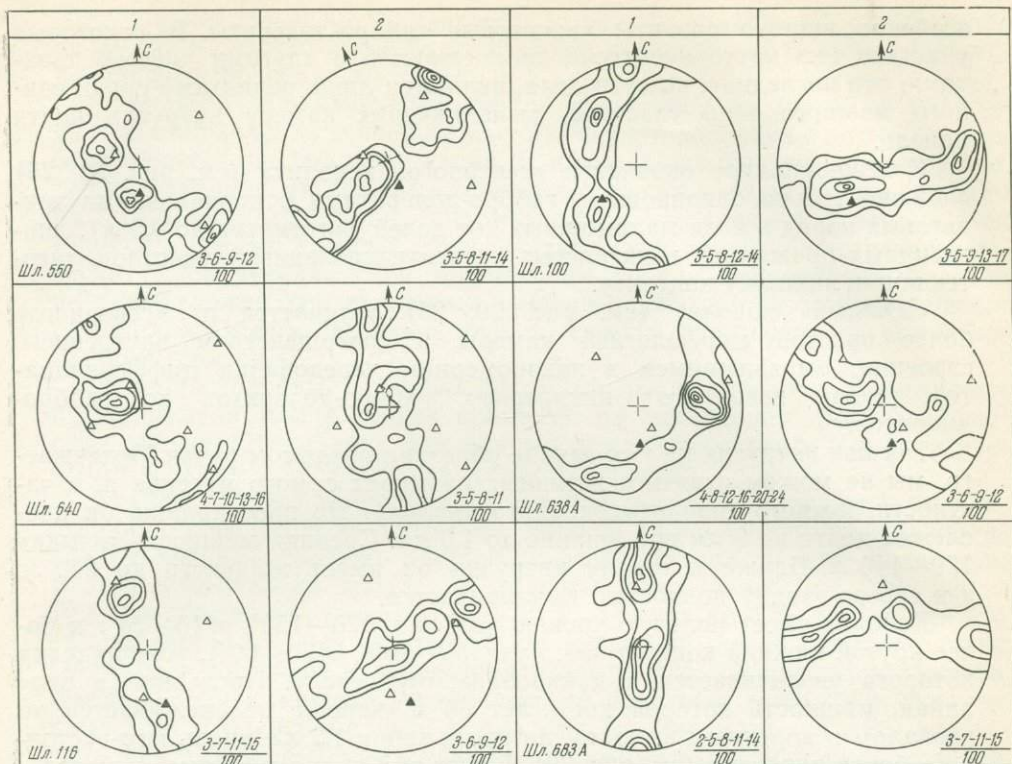


Рис. 21. Типы микроструктурных узоров плагиоклаза по \perp (010) из различных дифференциатов интрузии

Треугольником обозначается нормаль к плоскости ближайшего контакта (черный) и пластовых трещин в теле интрузии (светлый). Дробь в правом углу — набор изолиний, отнесенный к числу наблюдений (замеров) в шлифе

интрузиям является, пожалуй, единственной методикой, позволяющей наиболее полно изучить формы залегания и строение этих тел.

Интрузия Норильск II в достаточной степени хорошо обнажена в различных участках, так что отбор ориентированных образцов был произведен нами равномерно по всей площади массива. Правда, в его юго-западной половине ручьями Сондра и Рудный вскрываются только верхние горизонты, но зато в северном хонолите обнажены все дифференциаты, что позволяет выявить характер магматических текстур по всему разрезу интрузии.

Ориентирные микроструктурные диаграммы строились по плагиоклазу и оливину, кристаллы которых в породах интрузии имеют хорошо выраженную огранку.

Как известно из справочной литературы (Винчелл, 1949; Трёгер, 1958; Deer, Howie, Zussman, 1962, 1963 и др.), в огранке кристаллов основного плагиоклаза главная роль принадлежит граням пинакоидов и пояса [001], которые развиты хуже. При этом кристаллы, вытянутые вдоль оси [100], обладают особенно хорошо развитыми гранями (010) и (001), что, по мнению Н. А. Елисеева (1953), существенно влияет на ориентировку минерала при образовании четко выраженных текстур течения в интрузивных породах.

В породах интрузии Норильск II основная часть кристаллов плагиоклаза вытянута вдоль [100] и имеет хорошо развитые грани второго и менее третьего пинакоидов. Но встречаются также кристаллы, вытянутые по [010] или [001] с преимущественным развитием других граней. Со-

вершенная спайность и двойниковые швы (преобладают альбитовый и карлсбадский законы двойникования), располагающиеся параллельно внешней пинакоидальной огранке кристаллов, использовались при статистических замерах нормалей к плоскости второго пинакоида в ориентированных шлифах на федоровском столике.

На ориентирной диаграмме мы получаем серию максимумов, отражающих расположение главных пинакоидов и сопряженных с ними граней кристаллов плагиоклаза в пространстве. Для того чтобы иметь полное представление об ориентировке кристаллов плагиоклаза в пространстве, производилась обработка двух ориентированных шлифов, взятых по взаимно перпендикулярным плоскостям из одного и того же образца. В этом случае, как можно видеть на рис. 21, где представлены типы микроструктурных узоров плагиоклаза из различных дифференциатов интрузии, количество максимумов значительно возрастает (см. рис. 21, шл. 550, 100 и др.), а интенсивность промежуточных максимумов может быть такой, что порой их нелегко отличить от основных максимумов (см. рис. 21, шл. 638, 550). Поэтому для расшифровки подобных диаграмм нужно знать расположение ближайшего контакта с вмещающими породами, положение плоскости которого отражает один из главных максимумов нормалей к (010). Этот и сопряженные с ним другие главные максимумы, отражающие положение нормалей к (001) и (100), располагаются друг от друга примерно на равных угловых расстояниях, близких к 90° (рис. 21, шл. 116). Но чаще (рис. 21, шл. 100, 638 и др.) угловое расстояние между максимумами нормалей к первому и третьему пинакоидам значительно больше 90° , что является косвенным отражением триклинности этого минерала.

Примеры микроструктурных диаграмм по плагиоклазу (рис. 21) демонстрируют четкую фиксацию положения видимого контакта интрузии с вмещающими породами максимумами нормалей к (010) плагиоклаза, т. е. вполне закономерное расположение уплощенных кристаллов в плоскости истечения расплава (микропланпараллельные текстуры). Не составляет труда путем графических построений определить линейный элемент, соответствующий первой кристаллографической оси и располагающийся в плоскости истечения. Он соответствует или близок к максимуму нормалей к (100). Азимутальные направления и углы наклона линейных структур, как и элементы залегания планпараллельности, снимались с диаграмм и наносились в виде соответствующих значков на структурно-геологические карты и схемы, приводимые в работе.

Если сравнивать микроструктурные узоры, построенные по плагиоклазу для различных дифференциатов интрузии, то наиболее сложным петроструктурным узором обладают такситовые габбро-долериты. На диаграммах из этих пород появляется ряд дополнительных интенсивных максимумов, которые, вероятнее всего, отражают плоскости, ограничивающие такситовые тела, представляющие собой самостоятельные и более поздние, по отношению к другим дифференциатам, образования.

Способность кристаллов оливина давать определенные петроструктурные узоры отмечалась многими авторами (Phillips, 1938; Turner, 1942; Huang and Merritt, 1952; Ladurner, 1954; Brothers, 1959, 1964; Золотухин, 1964₃), которые неоднократно подчеркивали, что ориентировка минерала при прочих равных условиях определяется общим габитусом кристаллов.

Оливин норильских дифференцированных интрузий представлен магнетиальными разностями, для которых в справочной литературе (Бетехтин, 1950; Винчелл, 1949; Трёгер, 1958; Дир, Хаун, Зусман, 1965) приводится вполне определенный габитус кристаллов, несколько уплощенных по оси $Np \perp (010)$ и вытянутых по оси Nm . Преимущественным развитием пользуются грани (010), менее (021), (001) и др.

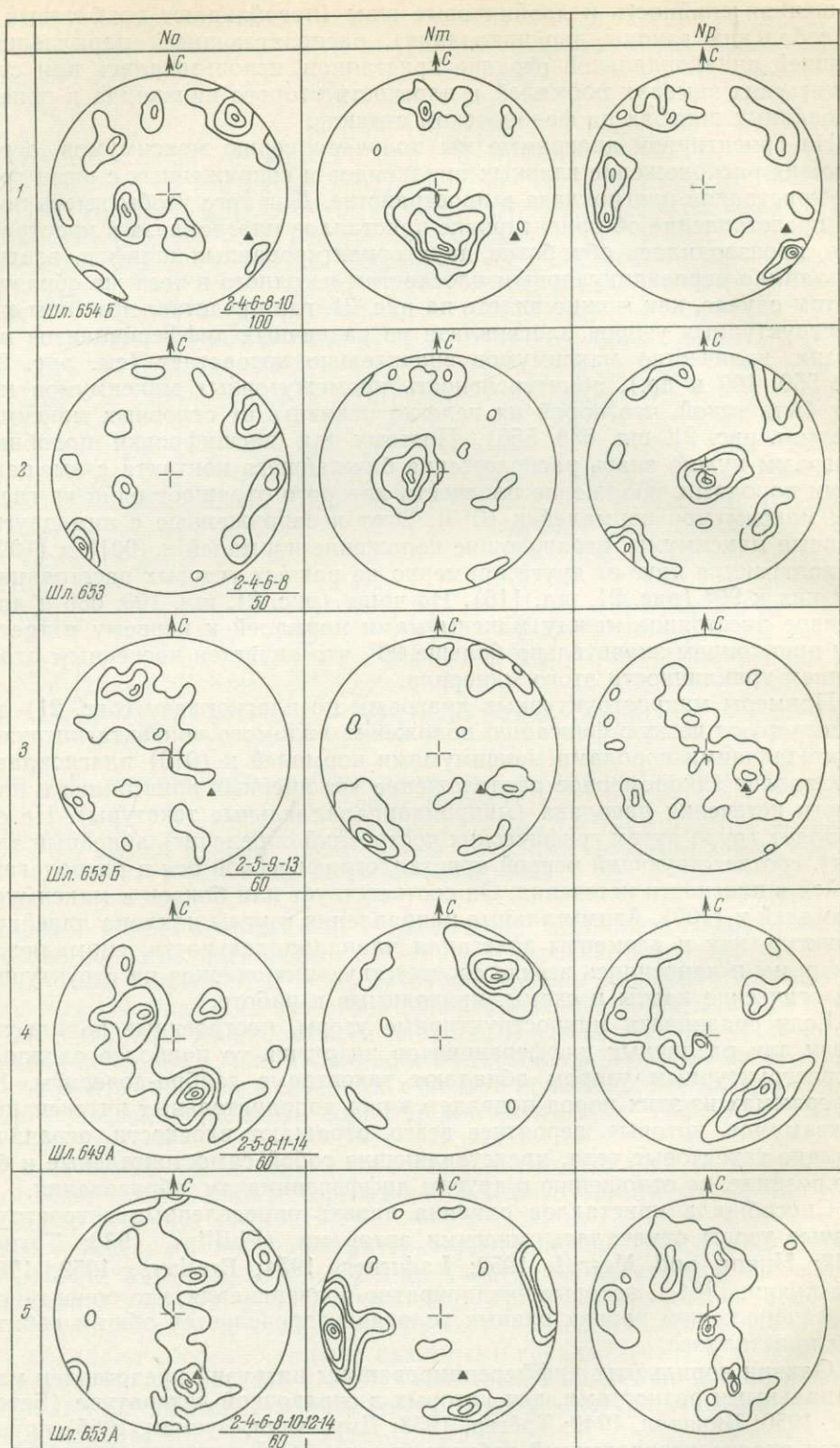


Рис. 22. Типы ориентировки оливина в образцах оливинсодержащих пород интрузии
Обозначения те же, что и на рис. 21

В образцах пикритовых и оливин-биотитовых пород из интрузии Норильск II о габитусе кристаллов оливина можно судить по наблюдениям в прозрачных шлифах. По характерным разрезам кристаллов оливина (см. рис. 5) и замерам оптической ориентировки осей индикатриссы устанавливается преимущественное развитие граней (010) и, по-видимому, (021) при незначительной величине других граней. В большинстве своем кристаллы вытянуты по оси Nm .

Результаты наших исследований по ориентировке оливина в 25 образцах из интрузии Норильск II показали присутствие двух типов ориентировки (рис. 22) подобно тому, как это было отмечено для интрузии Норильск I (Золотухин, 1964).

Вполне понятно, что кристаллы плагиоклаза и оливина в жидком движущемся расплаве располагаются таким образом, что максимумы нормалей к граням плагиоклаза и оливина, отражающие ближайший контакт интрузии, должны совпадать, так же как должны быть близки и максимумы, отражающие линейность.

Сходство узоров диаграмм, построенных по плагиоклазу и оливину для одного и того же образца, доказано нами на обширном материале по интрузии Норильск I и подтверждается новыми данными по интрузии Норильск II. Для наглядности на рис. 23 приведены полные микроструктурные узоры плагиоклаза (по двум шлифам) и диаграммы ориентировки оливина из нескольких образцов оливинсодержащих пород интрузии Норильск II.

При сравнении микроструктурных узоров на рис. 23 сразу же видно, что диаграммы по плагиоклазу и оливину аналогичны и хорошо увязываются друг с другом. Трудоемкий процесс изготовления диаграмм по плагиоклазу и оливину из одного и того же образца в значительной мере окупается полнотой картины расшифрованных магматических текстур.

Таким образом, обширный обработанный материал по микроструктурному анализу пород интрузии свидетельствует о наличии достаточно хорошей первичной магматической ориентировки кристаллов плагиоклаза и оливина в различных дифференциатах интрузии¹.

Для того чтобы доказать, что наблюдаемая ориентировка имеет причинное содержание и максимумы не представляют собой случайное скопление точек, мы воспользовались методом « χ -квадрат», предложенным А. Б. Вистелиусом (1953, 1957, 1958). В своей работе (1958), посвященной методам обработки структурных диаграмм, основанным на принципе теории вероятности и математической статистики, при анализе двумерного распределения вероятностей, т. е. обычных структурных диаграмм, А. Б. Вистелиус предлагает контроль за наличием ориентировки осуществлять методом χ^2 при многих степенях свободы.

Методика работы сводится к следующему. Замеры ориентировки нормалей к (010) плагиоклаза или оптических осей индикатриссы кристаллов оливина наносятся на равноплощадную сетку, которая разбивается на 12 равноплощадных сферических треугольников (рис. 24, а, б). Подсчитываем число наблюдений в каждом треугольнике и затем вычисляем значение χ^2 по формуле:

$$\chi^2 = \frac{L}{N} \sum_i \left(n_i - \frac{N}{L} \right)^2,$$

где: N — число наблюдений, по которому строится диаграмма; L — число выделенных на ней треугольников ($\frac{N}{L}$ — теоретическая частота наблюдений на участке); n_i — число наблюдений в каждом треугольнике.

¹ Нижеследующая часть написана авторами совместно до стр. 72.

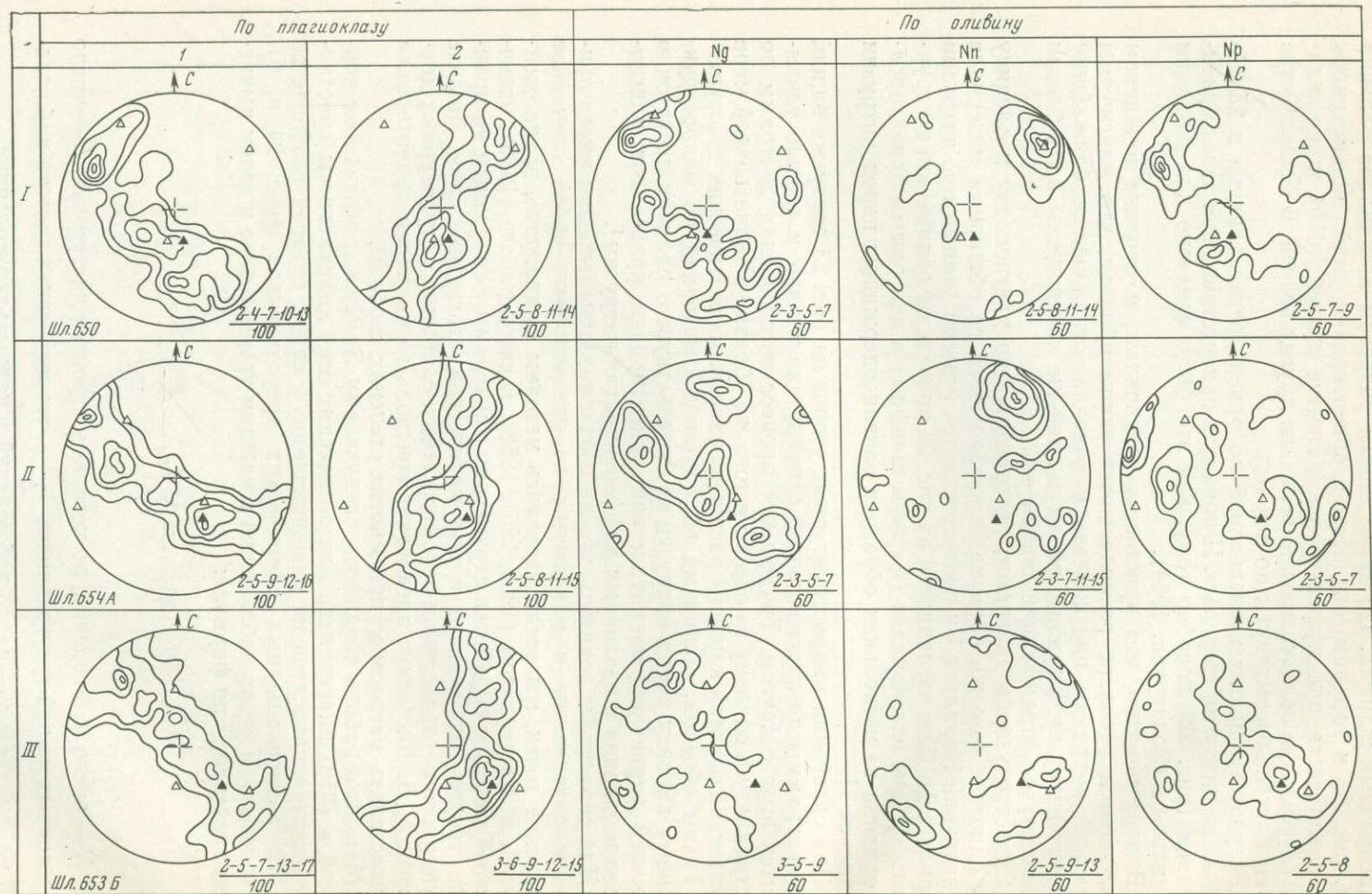


Рис. 23. Типы микроструктурных узоров плагиоклаза и ориентировки оливина из одних и тех же образцов оливинсодержащих пород интрузий.

Обозначения те же, что и на рис. 21

В том случае, если распределение замеров на площади проекции будет равномерным, величина χ^2 будет стремиться к нулю. При неравномерном распределении (в случае наличия ориентировки) величина χ^2 будет больше нуля, и тем больше, чем лучше выражена ориентировка. А. Б. Вистелиус (1958) принимает значение надежности α отклонения χ^2 от нуля до данного значения при ν степенях свободы для доказанности ориентировки меньше 0,05. Если величина α оказывается больше 0,05,

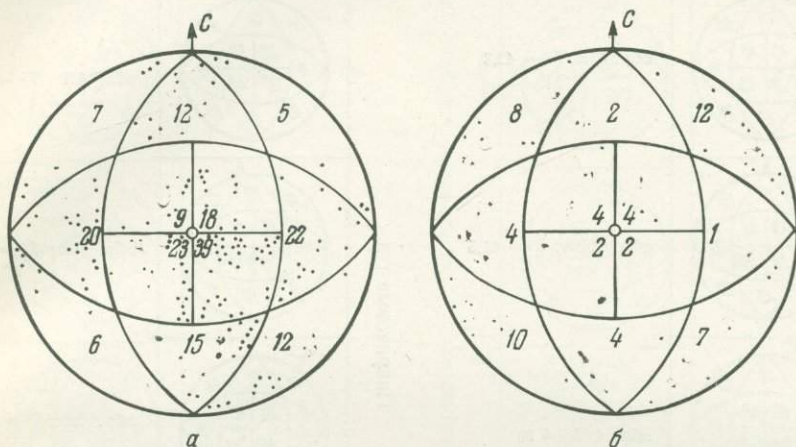


Рис. 24. Распределение наблюдений (замеров) ориентировки минералов на микроструктурных диаграммах при расчетах величин χ^2 : а — для плагиоклаза, б — для оливина

распределение не отличается от равномерного и ориентировка не доказывается. При разбивке проекции на 12 равноплощадных участков (т. е.

Таблица 11

Величины χ^2 для микроструктурных диаграмм из различных дифференциатов интрузии Норильск II

Породы и оси индикатриссы	Количество наблюдений (N)	Число треугольников (L)	ν	χ^2
По плагиоклазу]				
Контактный габбро-долерит	180—210	12	11	57—100
Такситовый габбро-долерит	160—185	12	11	70—114
Пикритовый габбро-долерит	190—230	12	11	117—189
Оливин-биотитовый габбро-долерит	198—212	12	11	63—140
Оливиновый габбро-долерит	190—210	12	11	60—115
Безоливиновый габбро-долерит	194—200	12	11	68—107
Габбро-диорит	200—220	12	11	95—148
По оливину				
Пикритовый габбро-долерит				
Ng	50—60	12	11	32—21
Nm	50—60	12	11	22—25
Np	50—60	12	11	20—18
Оливин-биотитовый габбро-долерит				
Ng	60	12	11	24—28
Nm	60	12	11	23—24
Np	60	12	11	22—27

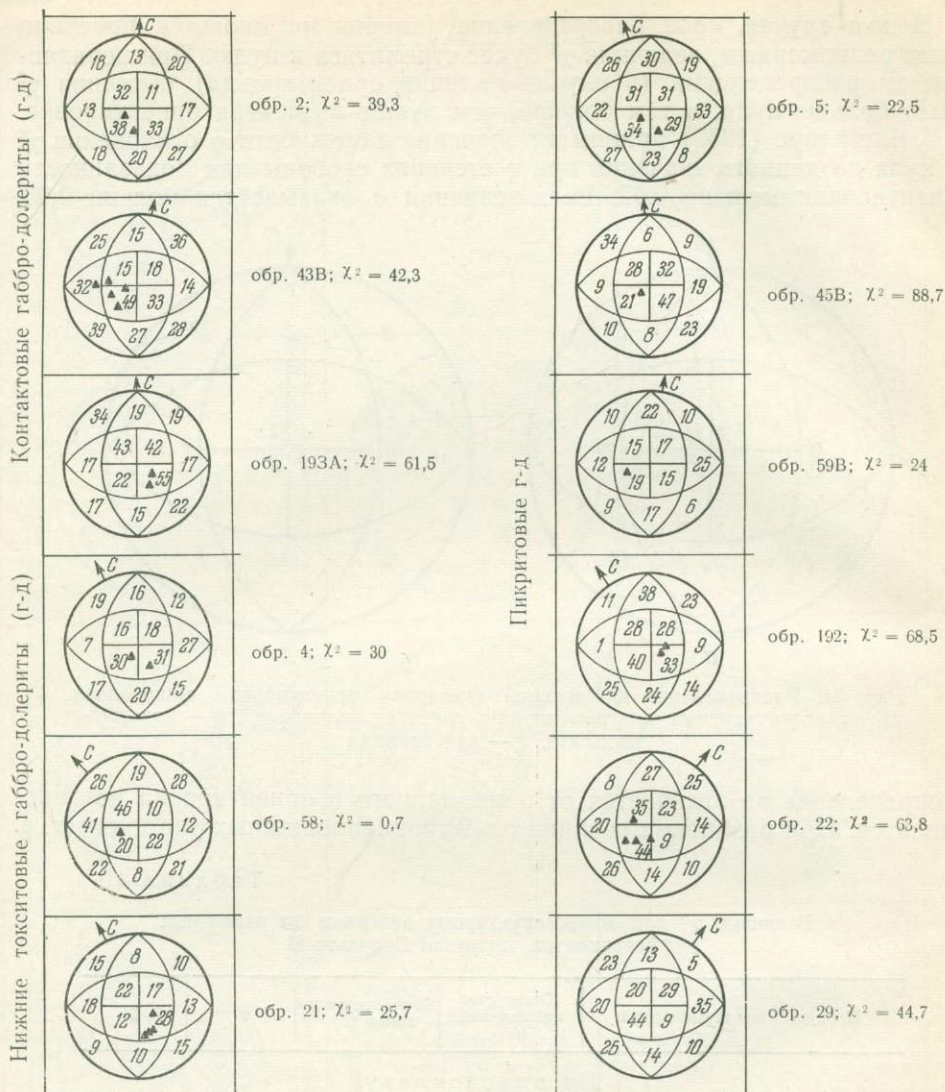
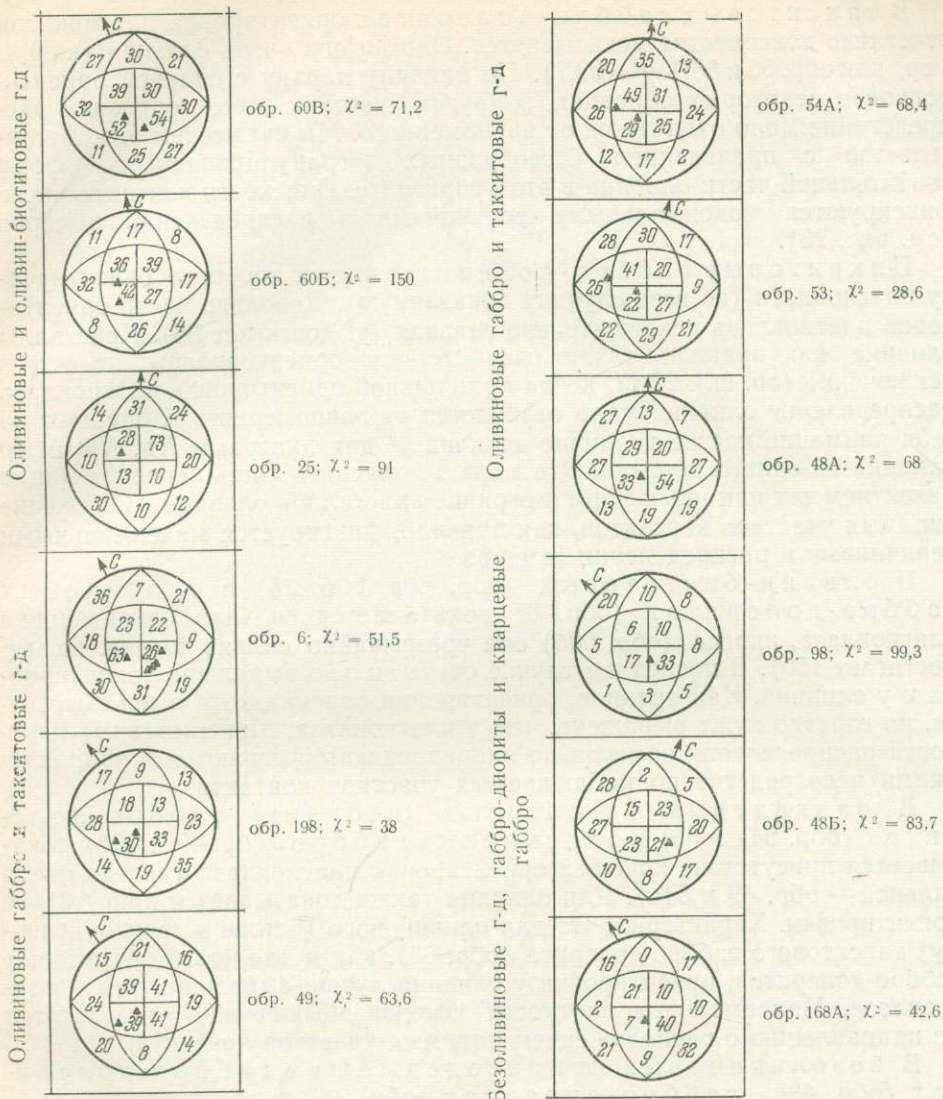


Рис. 25. Таблица проверки наличия ориентировки в некоторых образцах из диффе

при $\nu=11$) «критическое» значение χ^2 составляет 19,7, т. е. для доказанности ориентировки величина χ^2 должна быть больше этой цифры.

В табл. 11 приводятся величины χ^2 для структурных диаграмм из различных дифференциатов интрузии, построенных по плагиоклазу и оливину. При определении величины χ^2 для плагиоклаза наблюдения двух шлифов из одного и того же образца объединялись на одну диаграмму, а для оливина значения χ^2 вычислялись для каждой оси отдельно.

Полученные величины χ^2 для плагиоклаза (см. табл. 11) свидетельствуют о существовании несомненной значительной ориентировки. Величины χ^2 для оливина также подтверждают существование ориентировки, но менее сильной, чем у плагиоклаза. При количестве наблюдений для оливина менее 50 величина надежности оказывается иногда больше 0,05, т. е. распределение следует считать равномерным. В этом случае получаемые на диаграммах максимумы возникают благодаря случайной группировке точек. Такие диаграммы мы не учитывали при анализе магматических текстур интрузии.



ренциатов интрузии Норильск I (объяснение в тексте)

Проверкой наличия ориентировки методом « χ -квадрат» были также охвачены породы всех дифференциатов интрузии Норильск I (Золотухин, 1966₁). Для удобства сравнения с петроструктурными узорами, приведенными в монографии 1964 г. (Золотухин, 1964₂) на рис. 6, 7, 9—13, на рис. 25 приводятся данные по величине χ^2 именно для этих образцов.

Для контактовых габбро-долеритов как для плагиоклаза, так и для оливина доказывається наличие очень сильной ориентировки, причем максимальные величины распределения замеров, как это можно видеть на рис. 25, приурочены к тем участкам, где находятся нормали к плоскостям контактов, непосредственно наблюдаемых в горных выработках (обозначены на диаграммах треугольниками). Последнее обстоятельство характерно и для всех других дифференциатов интрузии Норильск I и является прямым доказательством основной роли ближайшей плоскости контакта в наведении ориентировки кристаллов плагиоклаза и оливина.

В такситовых габбро-долеритах ориентировка плагиоклаза отчетливо повсеместно доказывается. Иногда она очень сильная (например, для обр. 58 и 58-1 $\chi^2=62,7$). По оливину наряду с сильной ориентировкой в некоторых образцах, в других участках этого горизонта распределение мало отличается от равномерного. Мы связываем это обстоятельство с проявлением своеобразных («гранулированных») форм значительной части оливина в этом горизонте. Плоскости контакта четко фиксируются максимальными величинами в распределении замеров (см. рис. 25).

Пикритовые габбро-долериты имеют хорошую ориентировку плагиоклаза (во всех случаях доказанную). Довольно часто ориентировка плагиоклаза исключительно сильная (χ^2 достигает 88). Кристаллы оливина, как правило, также очень хорошо ориентированы, но есть и исключение (ор. шл. 22-1), когда при сильной ориентировке плагиоклаза распределение оливина мало отличается от равномерного. Обращает на себя внимание частое различие величин χ^2 для диаграмм *Ng*, *Nm* и *Np* оливина из одного образца. Это можно объяснить лишь неравномерным развитием тех или иных форм в огранке кристаллов оливина. Положение видимых участков контактов, как правило, фиксируется максимальными величинами в распределении замеров.

В оливин-биотитовых (обр. 60в, 60б, 25) и оливиновых габбро-долеритах (обр. 6) доказывается сильная ориентировка плагиоклаза, иногда (обр. 60б) она чрезвычайно сильно выражена (χ^2 достигает 150). В последнем случае очень сильно выражена ориентировка и у оливина. Как правило, ориентировка оливина хотя и доказывается, но гораздо хуже выражена, чем у плагиоклаза. Максимальные плотности распределения замеров по направлению увязываются с направлениями непосредственно наблюдаемых участков контакта.

В оливиновых такситовых (верхних) габбро-долеритах (обр. 54а и 53) и оливиновых габбро (обр. 49 и 198) доказывается присутствие хорошей ориентировки плагиоклаза (иногда очень сильной — обр. 49 и 54а). Для оливина также доказывается присутствие ориентировки. Характерно, что для оливинового (ближе к троктолитовому) такситового габбро-долерита (обр. 53), как и для части пикритовых габбро-долеритов, ориентировка у оливина лучше выражена, чем у плагиоклаза. Максимальные плотности замеров обыкновенно увязываются по направлению с расположением видимых участков контакта.

В безоливиновых кварцсодержащих габбро-долеритах (обр. 48а), габбро-диоритах (обр. 98) и кварцевых габбро (обр. 48б и 168а/60) доказывается сильная ориентировка кристаллов плагиоклаза. Нормали к плоскостям наблюдаемых участков контакта попадают, как правило, в участки диаграмм с максимальным распределением плотностей замеров.

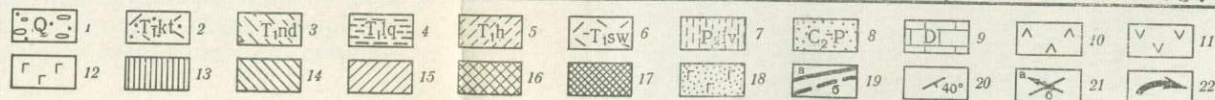
Как можно было убедиться из рассмотрения рис. 25, во всех дифференциатах интрузии Норильск I доказывается сильная ориентировка плагиоклаза. Как правило, ориентировка у плагиоклаза более сильная, чем у оливина. Исключением в этом отношении является только часть пород, обогащенных оливином.

Следует также отметить, что полученные величины χ^2 , по которым мы судим об интенсивности проявившейся ориентировки, являются минимальными и реальная интенсивность будет еще больше. Дело в том, что здесь сказывается неустранимый дефект в целом прогрессивного метода А. Б. Вистелиуса, который исключает использование этого метода во всей полноте, а заставляет пользоваться им ограниченно, т. е. только в части доказательства наличия ориентировки. Речь идет о том, что при произвольной разбивке проекции на равноплощадные участки часть реально проявившихся максимумов теряется, «рассасывается», т. е. не



Рис. 26. Схематическая структурно-геологическая карта интрузии Норильск II

1 — четвертичные отложения р. Ергалах, 2 — 7 образования туфолавовой толщи T_1-Pz_2 (см. условные обозначения к рис. 1), 8 — осадочные породы тунгусской серии, 9 — отложения девона, 10 — силлы титан-авгитовых долеритов, 11 — силлы лабрадоровых порфиритов, 12 — силлы долеритов. Дифференцированная интрузия габбро-долеритов: 13 — габбро-диориты, 14 — безоливиновые, 15 — оливиновые и оливин-биотитовые, 16 — пикритовые, такситовые и контактовые, 17 — участки преимущественного развития такситовых габбро-долеритов; 18 — дайки долеритов, 19 — тектонические нарушения: а — наблюдаемые, б — предполагаемые. Элементы залегания: 20 — непосредственно наблюдаемых контактов интрузии с вмещающими породами, 21 — микроструктурных элементов: а — линейчатости по [100] плагиоклаза и [001] оливина, б — планпараллельности кристаллов по (010), 22 — линии течения (растяжения) в магме



попадает в один участок, а искусственно делится между несколькими. Это ослабляет реально существующие максимумы до их полного исчезновения. Исходя из этого мы повсеместно продолжали пользоваться при составлении микроструктурных диаграмм методом Шмидта, но дополнительно оценивали полученные результаты по ориентировке способом, предложенным А. Б. Вистелиусом (1958).

На площади интрузии Норильск II из коренных обнажений различных горизонтов было отобрано около 250 ориентированных образцов. Там, где это представлялось возможным (например, в среднем течении ручья Рудного и в штольне I северного мыса), ориентированные образцы отбирались по разрезам от подошвы к кровле интрузии, последовательно из всех дифференциатов. В других участках, где обнажены лишь отдельные горизонты массива (как в ручье Сондра), серия ориентированных образцов отбиралась через определенные интервалы с привязкой крайних образцов к видимым контактам интрузии с вмещающими породами.

Для выяснения магматических текстур интрузии более 120 ориентированных шлифов были обработаны на федоровском столике с последующим построением, расшифровкой ориентирных диаграмм и нанесением полученных результатов на структурно-геологическую карту (рис. 26).

На приводимой структурно-геологической карте интрузии Норильск II нанесены основные данные по расшифровке микроструктурных диаграмм. По расположению элементов линейчатости на этой карте можно сделать вывод о двух основных направлениях движения расплава в период формирования интрузии. Одно из них ориентировано к северо-востоку по простиранию дайкообразного ствола интрузии, соответствующего крутопадающей доинтрузивной трещине сброса. Другое — на северо-северо-запад, в направлении инъекций магмы по пологим трещинам скола с образованием пологих хонолитоподобных «язычков».

Рассмотрим более подробно петрологическую схему участка ручья Рудного (рис. 27), где наблюдаются резкие перегибы контакта и сложное внутреннее строение. Благодаря хорошей обнаженности этого участка, планомерно отобранные ориентированные образцы привязывались к наблюдаемым контактам кровли и реже подошвы. Кровля интрузии здесь имеет пологое падение на юго-восток (аз. пад. $140-170^\circ$, $\angle 20-30^\circ$), а углы падения подошвы измеряются от $10-20$ до $40-60^\circ$. Особенно резкий изгиб нижнего контакта наблюдается в южной половине этого участка вдоль правого борта долины ручья Рудного, как это изображено на разрезах рис. 27.

Результаты микроструктурного анализа образцов по плагиоклазу и оливину, нанесенные на схематическую структурно-геологическую карту (см. рис. 27), позволяют видеть расшифровку магматических текстур на этом участке.

Линии течения, проведенные здесь на основании статистических направлений первых кристаллографических осей плагиоклаза и третьих кристаллографических осей оливина, показывают однозначное направление на север-северо-запад как в пологих, так и в крутых участках интрузии. Следует подчеркнуть, что в пределах крутых перегибов контакта интрузии угол наклона линейных текстур увеличивается от $10-15^\circ$ (в пологих участках) до $20-30^\circ$, что, несомненно, связано с движением (внедрением) магматического потока с выделившимися кристаллами вверх по направлению падения плоскости крутозалегающего контакта.

Положение изгибающейся плоскости контакта в этом участке хорошо фиксируется интенсивными максимумами нормалей к (010) плагиоклаза и оливина на многочисленных ориентирных диаграммах из различных горизонтов интрузии от контактовых до оливиновых габбро-долеритов. Особенно наглядно эта зависимость выражена на сводной

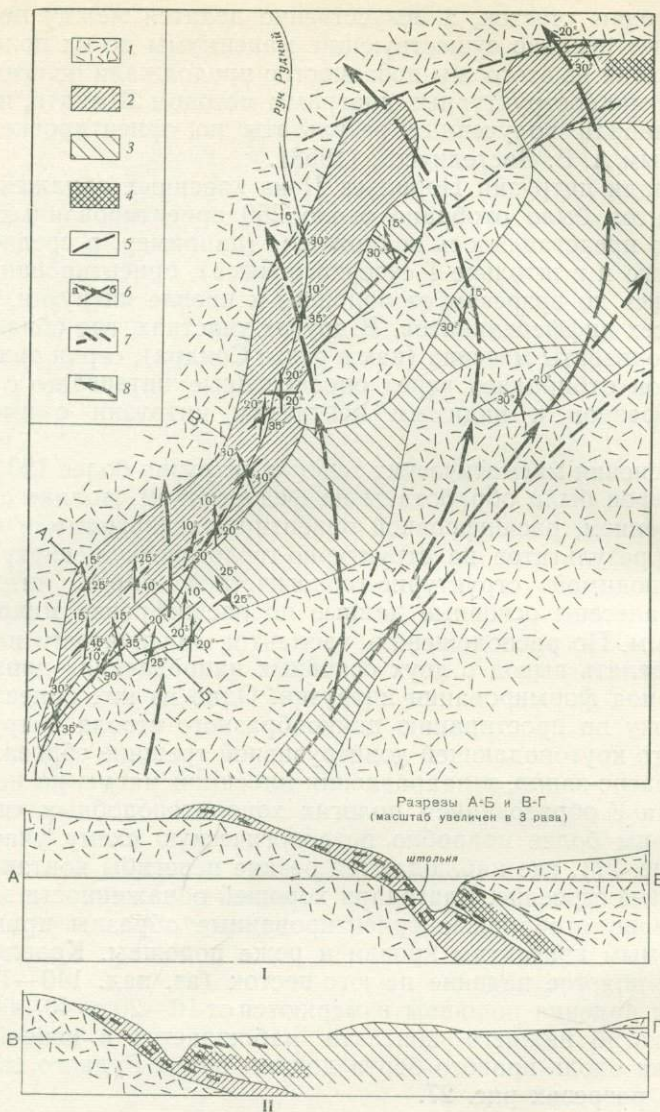


Рис. 27. Петрологическая схема для участка ручья Рудного

1 — породы туфоловой толщи, 2 — нижние дифференциаты интрузии: контактовые, такситовые и оливин-биотитовые габбро-долериты, 3 — верхние дифференциаты: оливинные, безоливинные габбро-долериты и габбро-диориты, 4 — участки преимущественного развития такситовых пород, 5 — тектонические нарушения, 6 — результаты микроструктурных анализов: а — планпараллельность кристаллов по (010), б — линейчатость по [100] плагиоклаза и [001] оливина; 7 — планпараллельность кристаллов на разрезах интрузии по АБ и ВГ; 8 — линии течения магмы

вариационной диаграмме (рис. 28), составленной для максимумов плагиоклаза пород разреза АВ ручья Рудного (см. рис. 27). На этой диаграмме (см. рис. 28) хорошо заметны три ореола пинакоидальных максимумов, расположенных субортогонально друг к другу. Ореол главных максимумов нормалей к (010) располагается вокруг направлений нормалей к видимым участкам контакта, фиксируя его плавный изгиб. К ореолу \perp (010) приурочен также ореол наиболее хорошо выраженных эндосинкинетических трещин. Ореолы максимумов, отвечающие \perp (100) и [100], частично перекрывают друг друга. На основе сводной вариационной диаграммы (см. рис. 28) была изготовлена сводная ориентирная

диаграмма второго порядка, на которой ореолы максимумов выразились в виде самостоятельных максимумов (рис. 29). Характерно, что конфигурация максимума ореола нормалей к (010) отражает изгиб ориентирующей плоскости контакта на этом участке.

По этому же разрезу была изготовлена сводная вариационная диаграмма максимумов оливина (рис. 30), но ореолы максимумов на ней проявились менее четко, хотя их положение и общая конфигурация соответствуют таковым на сводной вариационной диаграмме максимумов по плагиоклазу. Много лучше они видны на сводной ориентирной диаграмме второго порядка (рис. 31), изготовленной на основе вариационной диаграммы рис. 30. Помимо главных максимумов, вокруг нормалей к видимым контактам здесь появляется ряд дополнительных максимумов, которые фиксируют перегибы контакта подошвы.

Сводные вариационные диаграммы и ориентирные диаграммы второго порядка убедительно показывают увязку и взаимосвязь магматических текстур дифференциатов друг с другом через весь разрез интрузии, что лучше всего объясняется однофазным становлением интрузии, когда формирование дифференциатов и возникновение в них первичных магматических текстур идут параллельно. При этом микропланпараллельные текстуры фиксируют все изгибы контактов.

В этом отношении очень наглядная картина получилась при статистической обработке ориентирных диаграмм по ручью Сондра. Ручей прорезает интрузивное тело вкрест простиранию, вскрывая только верхние дифференциаты, главным образом прикровельный горизонт габбро-диоритов (см. рис. 20, 27). В северо-западной части разреза удалось наблюдать пологий контакт (аз. пад. 135° , $\angle 25-30^\circ$) подошвы хонолитоподобного «языка», а в юго-восточной — почти вертикальный контакт (аз. пад. 300° , $\angle 75-80^\circ$) дайкообразного ствола с вмещающими породами.

По разрезу интрузии от участка выклинивания «языка» до дайкообразного ствола была отобрана серия ориентированных образцов. На сводной вариационной диаграмме максимумов плагиоклаза для этого разреза (рис. 32) наблюдаемым контактам отвечают два крайних ореола главных максимумов $\perp (010)$. Они соответственно обозначены индексами $\perp (010)_1$ и $\perp (010)_3$. Но между этими ореолами появляется отчетливо выраженный третий ореол, который принадлежит максимумам плагиоклаза из центральной части разреза, сложенной прикровельными габбро-диоритами. Этот ореол, обозначенный на диаграмме $\perp (010)_2$, несомненно, отражает положение контакта кровли интрузии, который, судя по расположению ореола $\perp (010)_2$ на диаграмме, имел горизонтальное или близкое к таковому положение. Сопряженные с ними ореолы максимумов $\perp (001)_1$, $\perp (001)_2$, $\perp (001)_3$, а также $\perp (100)_1$, $\perp (100)_2$, $\perp (100)_3$ располагаются соответственно субортогонально.

Интересно отметить, что на ориентирных диаграммах первого порядка даже из участка выклинивания «языка» в верховьях ручья Сондра дополнительный максимум, отражающий положение верхнего горизонтального контакта, всегда более интенсивен, чем главный максимум, отражающий положение плоскости контакта подошвы интрузии.

Направления [100] кристаллов плагиоклаза на сводную диаграмму не выносились, так как ореолы их концентраций близки к соответствующим ореолам максимумов $\perp (100)_1$, $\perp (100)_2$, $\perp (100)_3$. Как можно видеть на вариационной диаграмме (рис. 32) ореолы эндосинкинетических трещин отдельности совпадают с ореолами максимумов пинакоидов плагиоклаза. Для эндосинкинетических трещин отдельности была построена сводная ориентирная диаграмма первого порядка (см. рис. 34), на которой проявилось несколько максимумов. Наиболее интенсивные из них соответствуют положениям плоскостей контактов как наблюдаемых, так и предполагаемых.

Рис. 28. Сводная вариационная ориентирная диаграмма максимумов плагноклаза для разреза по ручью Рудному

Максимумы: 1 — $\perp (100)$, 2 — $\perp (010)$, 3 — $\perp (001)$, 4 — $[100]$, 5 — нерасшифрованные, 6 — нормали к плоскостям пологих макротрещин, 7 — нормали к наблюдавшимся контактам интрузии с вмещающими породами. Габбро-долериты: К — контактовые, Т — тахситовые, П — пикритовые, Ол — оливин-биотитовые и оливинные. Пунктиром обозначены ореолы максимумов. Магнитное склонение здесь и далее учтено

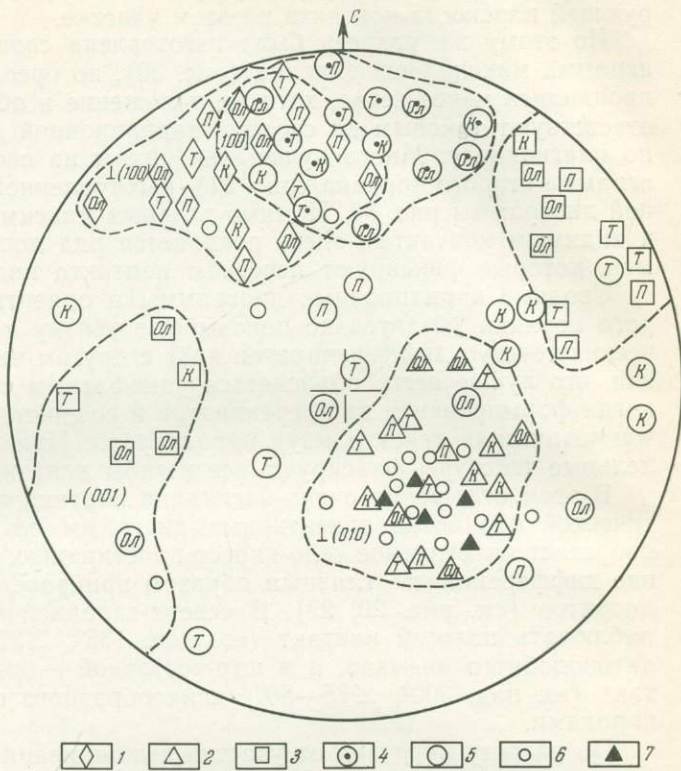
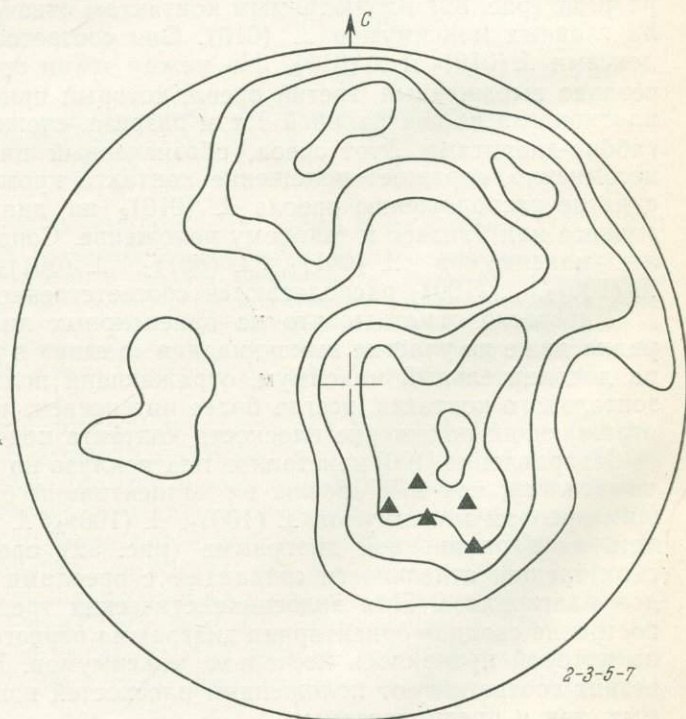


Рис. 29. Сводная ориентирная диаграмма второго порядка, составленная на основе максимумов плагноклаза диаграммы рис. 28

2-3-5-7 — изолинии плотности концентрации максимумов. Черные треугольники — нормали к наблюдавшимся контактам



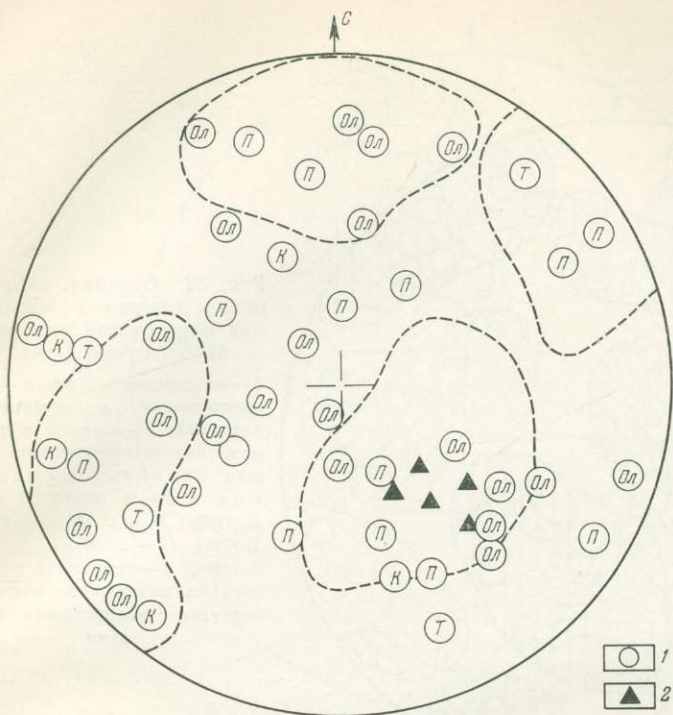


Рис. 30. Сводная вариационная диаграмма максимумов оливина для разреза по ручью Рудному

1 — максимумы оливина, снятые с ориентирных диаграмм пород разреза: габбро-долериты: К—контактовые, Т—такситовые, П—пикритовые, Ол—оливин-биотитовые и оливиновые; 2—нормали к наблюдавшимся контактам интрузии с вмещающими породами

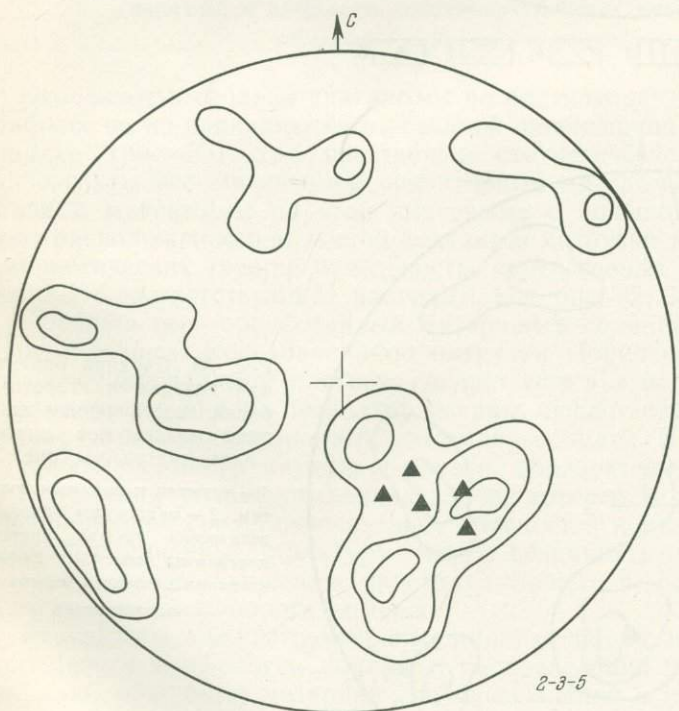


Рис. 31. Сводная ориентирная диаграмма второго порядка, составленная на основе максимумов оливина диаграммы рис. 30

Обозначения те же, что и на рис. 29

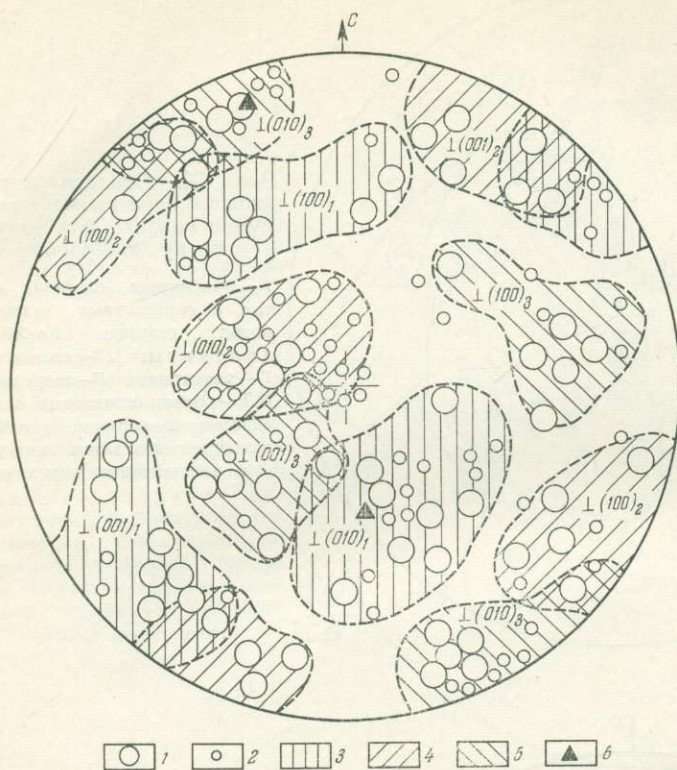


Рис. 32. Сводная вариационная диаграмма максимумов плагиоклаза для разреза по ручью Сондра.

1 — максимумы плагиоклаза, перенесенные с ориентирных диаграмм; 2 — нормали к системам эндосинкинетических трещин. Ореолы максимумов: 3 — $\perp(001)_1$, $\perp(010)_1$; 4 — $\perp(001)_2$, $\perp(010)_2$; 5 — $\perp(001)_3$, $\perp(010)_3$; 6 — нормали к плоскостям наблюдавшихся контактов интрузии с вмещающими породами

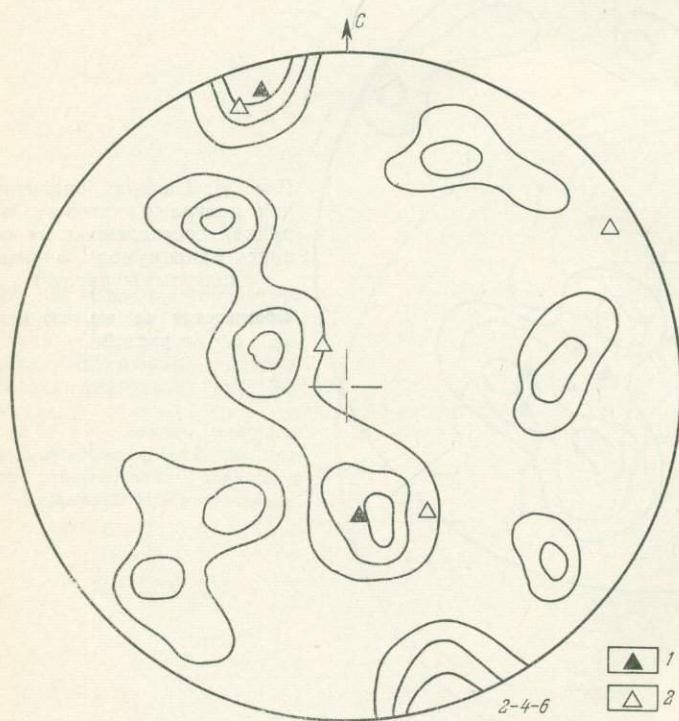


Рис. 33. Сводная ориентирная диаграмма второго порядка, составленная на основе максимумов плагиоклаза диаграммы рис. 32

1 — нормали к видимым контактам, 2 — максимумы эндосинкинетических трещин, снятые с диаграммы рис. 34. 2-4-6 — изолинии плотности максимумов плагиоклаза

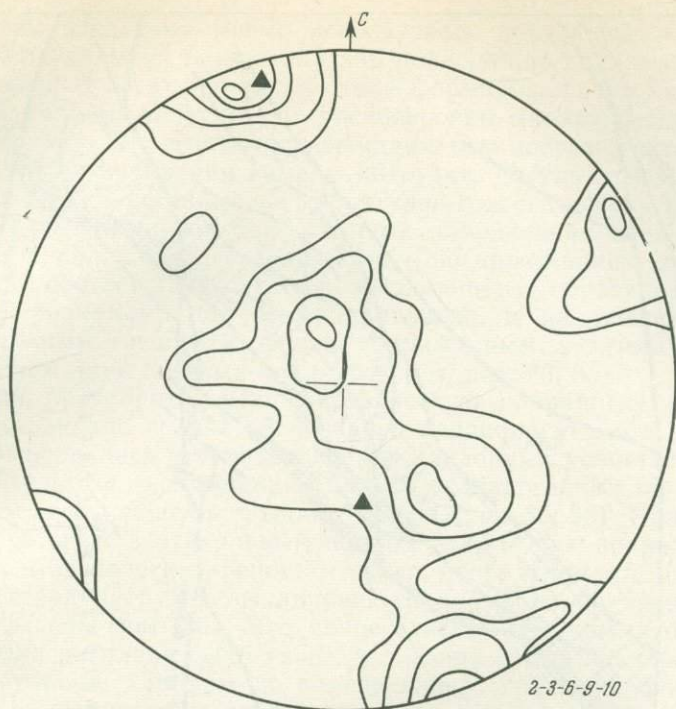


Рис. 34. Ориентирная диаграмма первого порядка, составленная на основе 70 замеров нормалей к плоскостям эндосинкинетических макротрещин
Обозначения те же, что и на рис. 33

Особенности сводной диаграммы по плагиоклазу (см. рис. 32) также наиболее четко проявляются на сводной ориентирной диаграмме второго порядка (рис. 33), где простейшей статистической обработке были подвергнуты все максимумы ориентирных диаграмм первого порядка. Главные максимумы на этой диаграмме с большой точностью повторяют расположение плоскостей контактов интрузии и максимумов эндосинкинетических трещин отдельности, перенесенных на диаграмму (см. рис. 33) с соответствующих диаграмм (см. рис. 32, 34).

Обобщая весь обработанный материал и сравнивая его с результатами подобных исследований по интрузии Норильск I и Анакитскому дифференцированному массиву, следует еще раз подчеркнуть, что микроструктурный анализ позволяет выявить существование магматических текстур во внешне изотропных интрузивных телах. Планпараллельность, копирующая контур камеры интрузии, образуется при закономерном расположении уплощенных кристаллов, которое может иметь место и в неподвижной среде, относительно плоскостей контактов. Но четко выраженные линейные структуры могут возникнуть только в процессе поступательного движения кристаллизующегося расплава в процессе пульсационного прироста камеры.

Результаты микроструктурного анализа пород интрузии, а также особенности морфологии камеры и распределения в ней дифференциатов дают обширный материал для рассуждений о механизме формирования этого массива.

Механизм формирования интрузии

Приведенный выше фактический материал о морфологии камеры, магматических текстурах и взаимном расположении дифференциатов

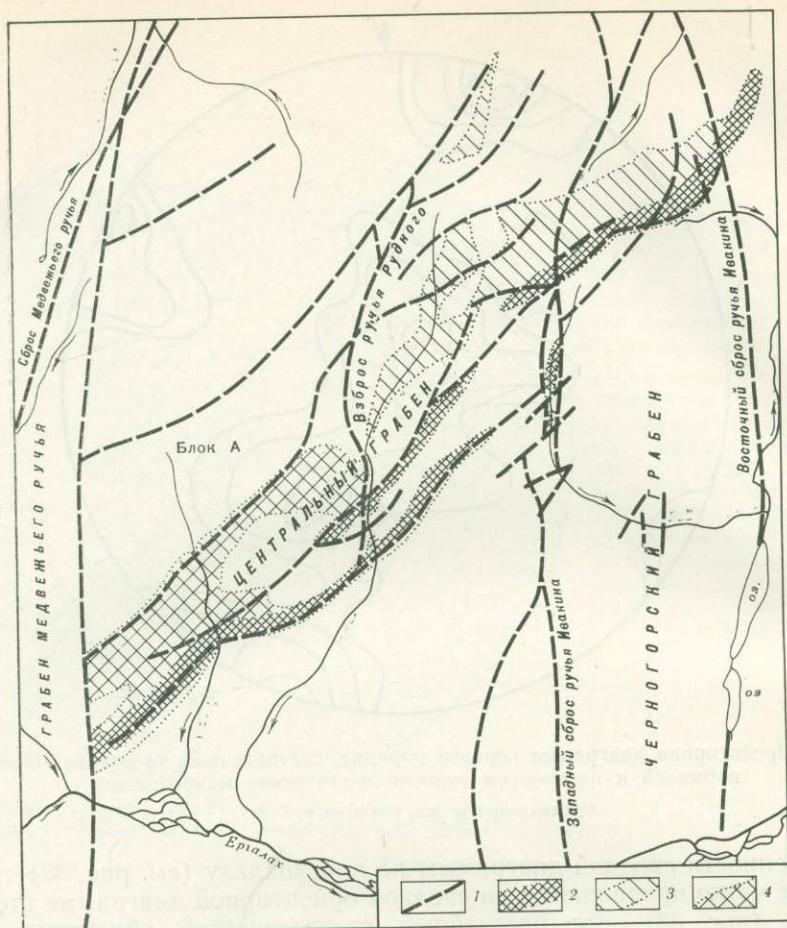


Рис. 35. Схема тектонических нарушений и элементы строения интрузии Норильск II
 1 — тектонические нарушения, 2 — дайкообразный ствол интрузии; 3 — «северный» хонолит; 4 — «южный» хонолит

свидетельствует о достаточно сложных условиях формирования интрузии, обусловленных прежде всего характером геотектонической обстановки.

На площади месторождения (рис. 35) устанавливается ряд сопряженных с грабеном Медвежьего ручья ступенчатых сбросов северо-восточного простирания с юго-восточным и северо-западным крутым падением сместителей. Совокупность их образует сложный грабен, названный Центральным. Он состоит из серии блоков, имеющих амплитуды смещения относительно друг друга до 100 м.

В большинстве своем нарушения Центрального грабена не вызывают разрывов и смещений пород интрузии Норильск II, что говорит о доинтрузивном времени их проявления. По-видимому, они были также в достаточной степени активными в период формирования интрузии, а некоторые из них проявились и как постинтрузивные. К постинтрузивным в первую очередь относятся долгоживущие сбросы ручья Медвежьего, обрезающие интрузию на юго-западе, а также восточный и западный сбросы ручья Ивакина (см. рис. 35), разбивающие на блоки северо-восточную часть интрузии. Целый ряд менее значительных постинтрузивных нарушений с небольшой амплитудой смещения блоков устанавливается при детальном картировании отдельных участков интрузии.

При своем внедрении магма использовала тектонически ослабленные зоны вертикальных нарушений как подводящие каналы, а в сопряженных с ними пологих трещинах скола формировала боковые хонолитоподобные «языки». Результаты расшифровки магматических текстур интрузии, изложенные выше, подтверждают взаимосвязь тектонического контроля при формировании камеры интрузии. Результаты микроструктурного анализа, нанесенные на структурно-геологическую карту (см. рис. 26), четко фиксируют два основных направления внедрения магматического расплава: на северо-восток — по простиранию дайкообразного ствола, соответствующего крутопадающему сбросу (или серии сближенных разломов) того же направления; и на северо-северо-запад — по пологим трещинам скола, сопряженным с этими сбросами, с образованием двух боковых хонолитов (см. рис. 20, 35).

Учитывая предварительную тектоническую проработку участка месторождения, можно вполне обоснованно предполагать, что камера интрузии формировалась путем заполнения наклонных полостей, образующихся в результате «всплывания» блоков вулканогенных пород кровли под напором поступавшей в трещины магмы (рис. 35, 36). При этом происходил некоторый вертикальный подъем магмы как по подводящему каналу, так и по пологим трещинам скола, сопряженным с ним. Характерно, что ствол интрузии выклинивается примерно на уровне кровли пологих «язычков» (рис. 36). Это свидетельствует о том, что давление при внедрении расплава было такое, что магма имела возможность подняться по готовым каналам до определенного среднего уровня, грубо фиксируемого положением кровли «язычков». Глубина внедрения интрузии, судя по оценке мощности вулканогенно-туфовой толщи в этом районе, равна 1300—1400 м.

Исходя из этих фактов, можно попытаться оценить давление, необходимое для внедрения магмы в тектонически подготовленную зону, когда камера интрузии формируется за счет поднятия («всплывания») блоков пород кровли без значительных усилий на разрыв.

Поскольку плотности эффузивных и интрузивных пород практически равны ($\gamma_1 \approx \gamma_2$), максимальное давление при внедрении расплава достигало величины, которую можно определить по формуле: $P_{\text{внедр}} = P_{\text{литост}} +$

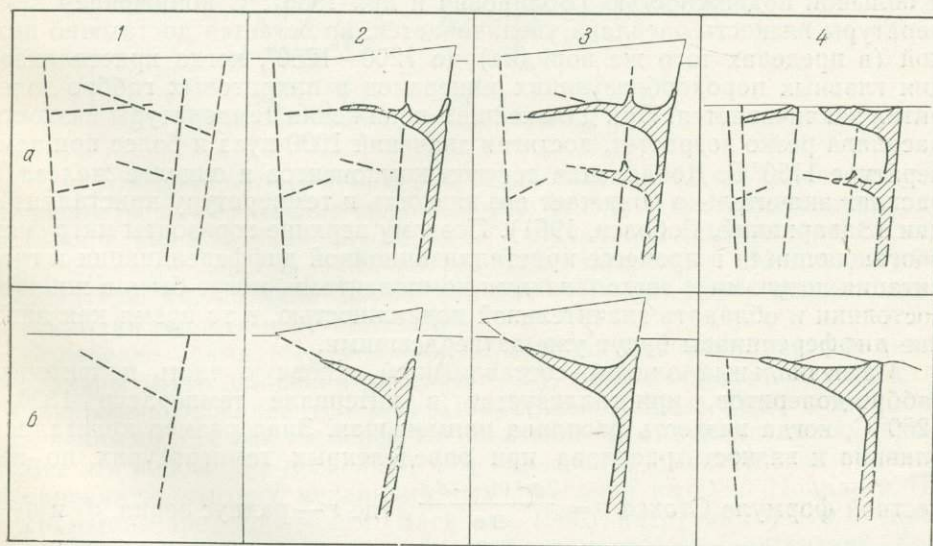


Рис. 36. Принципиальная схема становления интрузии Норильск II
 а — для «северного» хонолита, б — для «южного» хонолита (объяснение в тексте)

+ $P_{\text{гидрост}}$; $P_{\text{плотост}}$, учитывая глубину формирования интрузии, имело величину, близкую к $380\text{--}400 \text{ кг/см}^2$; $P_{\text{гидрост}} = \gamma_2(h_2 - h_1)$, где: γ_2 — плотность расплава ($h_2 - h_1$) — высота подъема магмы в камерах хонолитов, соответствующая их средним мощностям. В зависимости от высоты подъема магмы $P_{\text{гидрост}}$ изменялось от 50 до 70 кг/см^2 .

Таким образом, общее давление, возникающее в каналах интрузии, не превышало 500 кг/см^2 .

Чтобы дальнейшие наши рассуждения были в достаточной степени убедительны, следует остановиться на вопросе определения начальной температуры магмы при ее внедрении, а также на ее физическом состоянии (вязкости) в процессе кристаллизации и гравитационной отсадке минералов, прежде всего оливина.

Как известно (Yoder, 1955, 1957; Йодер и Тилли, 1963, 1965; Hamilton a. oth., 1964), растворимость воды в базальтовых расплавах увеличивается с повышением давления при постоянной температуре и, наоборот, уменьшается с повышением температуры при постоянном давлении. Магма дифференцированных интрузий Норильского района, глубина формирования которых, как правило, не превышала 2000 м, содержала (см. ниже, стр. 105) не более 1,0—1,5% растворенных летучих компонентов, т. е. была почти «сухой». Поэтому экспериментальное плавление пород интрузий, особенно нижних дифференциатов, дает вполне удовлетворительные значения температур их кристаллизации. В. В. Золотухиным (1964₄) проводились опыты по плавлению пикритовых габбро-долеритов интрузии Норильск I при температурах от 1000 до 1350°C . Порода расплавилась полностью в интервале температур $1300\text{--}1350^\circ\text{C}$. Результаты экспериментов вполне приложимы к интрузии Норильск II, поскольку химические и минералогические составы пикритовых габбро-долеритов этих интрузий идентичны, а глубины формирования близки. Так как расплав, поступающий в камеру интрузии Норильск II, не содержал протовыделений магнезиального оливина (он отсутствует в контактовых габбро-долеритах), можно считать, что начальная температура магмы была не менее 1300°C .

При такой температуре и малом содержании летучих компонентов магма основного состава характеризуется малой вязкостью (~ 100 пуаз) и большой подвижностью (Воларович и др., 1936). С понижением температуры вязкость расплава увеличивается, но остается достаточно низкой (в пределах того же порядка) до $1200\text{--}1250^\circ\text{C}$, когда кристаллизация главных породообразующих минералов в пикритовых габбро-долеритах заканчивается. При дальнейшем понижении температуры вязкость расплава резко возрастет, достигая значений 1000 пуаз и более при температуре 1150°C . Добавление летучих компонентов и окислов железа в расплав значительно понижает его вязкость и температуру кристаллизации (Заварицкий, Соболев, 1961). Поэтому верхние горизонты интрузии, обогащающиеся в процессе кристаллизационной дифференциации и гравитации летучими и легкоплавкими компонентами, могут быть в жидком состоянии и обладать значительной подвижностью, в то время как нижние дифференциаты будут уже затвердевшими.

Магнезиальный оливин, составляющий основную часть пикритовых габбро-долеритов, кристаллизуется в интервале температур $1350\text{--}1250^\circ\text{C}$, когда вязкость расплава наименьшая. Зная размер кристаллов оливина и вязкость расплава при определенных температурах, по известной формуле Стокса $v = \frac{2gr^2(d_1 - d_2)}{9\eta}$, где r — радиус зерна, d_1 и d_2 — плотности минерала и расплава; η — вязкость расплава (Заварицкий, Соболев, 1961), легко подсчитать скорость (v) погружения кристаллов в неподвижном расплаве. Такие расчеты для кристаллов оливи-

на различного размера, погруженных в «сухой» базальтовый расплав с разной температурой, были сделаны Л. Копески и И. Волдан (Кареску, Voldan, 1959). Оказалось, что кристалл оливина диаметром в 2 мм в расплаве, температура которого равна 1200°С, опускается со скоростью $1,22 \times 10^{-3}$ см/сек. Так как температура расплава и размерность кристаллов близки к таковым в интрузии Норильск II, эта скорость отсадки была принята нами для дальнейших расчетов.

Зная среднюю мощность интрузии (~170 м) и скорость осаждения кристаллов оливина, можно подсчитать время, необходимое кристаллу оливина для прохождения расстояния от кровли к подошве тела. Это время равно 5—6 месяцам. Вполне понятно, что уменьшение размеров зерен оливина, понижение температуры расплава и особенно повышение скорости движения (внедрения) магматического потока будут увеличивать время осаждения кристаллов оливина.

Петрографическое изучение пород интрузии показало, что нижние контактовые габбро-долериты не содержат протовыделений магнезиального оливина. Это позволяет использовать мощность горизонта нижних контактовых габбро-долеритов (H_k) как своеобразный репер для оценки времени заполнения камеры. Это время будет минимальным, так как после отсадки оливина магма еще продолжает двигаться.

Для расчета скорости кристаллизации магмы, точнее времени образования кристаллического слоя определенной мощности, можно принять приближенное решение задачи Стефана (Лыков, 1952). В частности, время образования слоя $Z(H_k)$ определяется из уравнения:

$$Z_{\zeta}(H_k) = \beta \sqrt{\tau};$$

где τ — время образования слоя; $Z_{\zeta}(H_k)$ — мощность слоя (мощность горизонта нижних контактовых габбро-долеритов); β — корень уравнения, который рассчитываем по уравнению:

$$\frac{\exp(-K_{\beta}^2)}{\operatorname{erf}K_{\beta}} + K_{\zeta} \left(\frac{t_1 - t_{\text{кр}}}{t_{\text{кр}} - t_2} \right) \frac{\exp(-K_{\alpha}^{-1}K_{\beta}^2)}{\operatorname{erfc}K_{\alpha}^{-1/2}K_{\beta}} = \sqrt{\pi} K_0 K_{\beta};$$

$$K_{\beta} = \frac{\beta}{2\sqrt{a_1}}; \quad K_{\zeta} = \sqrt{\frac{\lambda_2 c_2 \gamma_2}{\lambda_1 c_1 \gamma_1}};$$

$$K_{\alpha} = \frac{a_2}{a_1}; \quad K_0 = \frac{\rho \gamma_1}{c_1 \gamma_1 (t_{\text{кр}} - t_2)};$$

где a — коэффициент температуропроводности; λ — коэффициент теплопроводности; c — изобарная теплоемкость; γ_1 и γ_2 — соответственно плотность расплава и вмещающих пород; t_1 — начальная температура магмы (1350°С); $t_{\text{кр}}$ — средняя температура кристаллизации (1200°С); t_2 — температура вмещающих пород (50°С); erf — интеграл вероятности; ρ — скрытая теплота кристаллизации.

Определив время (τ), необходимое для заполнения камеры, и зная ее размеры (путь движения расплава — L), можно определить скорость (v) движения расплава ($v = L/\tau$). Полученные данные будут несколько завышенными, так как мы берем минимальное время заполнения камеры.

Все эти положения позволяют нам нарисовать в достаточной степени обоснованную картину механизма формирования интрузии Норильск II.

По нашим представлениям (Васильев, 1965), интрузии состоят из дайкообразного ствола и двух пологих хонолитоподобных ответвлений. Хонолиты различаются между собой размерами и формой камер, совершенством дифференциации, мощностью и расположением горизонтов,

масштабами и формой проявления такситовых габбро-долеритов, чертами внутреннего строения. Эти структурно-морфологические различия «языков» интрузии, описанные выше, наводят на мысль о разновременности их формирования.

Первым, очевидно, формировался «северный» хонолит. А после его консолидации, когда напор столба магмы в подводящем канале интрузии не смог преодолеть сопротивления затвердевшей массы тела и продвинуть ее вперед, избыток давления компенсировался внедрением «южного» хонолита.

«Северный» хонолит характеризуется весьма сложным вертикальным разрезом, в котором часто наблюдаются нарушения в последовательности залегания дифференциатов, значительная изменчивость их мощностей по простиранию, их выклинивание и даже отсутствие в некоторых участках интрузии. При этом общий порядок расположения дифференциатов от пикритов внизу до габбро-диоритов вверху выдерживается, но среди различных горизонтов интрузии имеются многочисленные, небольшой мощности (от долей сантиметров до 3—4 м) «слои» пород, обогащенных оливином (до 25%), свидетельствующие о пульсационном поступлении расплава в камеру интрузии (Урванцев, 1958₂; Полдерваарт, Таубенк, 1963, и многие другие). Более того, обогащенные оливином породы, как, собственно, и другие дифференциаты интрузии, могут встречаться в виде самостоятельных апофиз, отходящих от основного тела массива. Такие факты ни в какой степени не свидетельствуют о многофазности формирования интрузии, а лишь подтверждают ведущую роль тектоники в процессе становления массива в целом.

По-видимому, первые порции расплава проникали как вверх по вертикальному разлому, так и по пологим трещинам скола почти на всю 2,5-километровую длину выклинивающегося «языка». Причем использовались не только трещины скола, сопряженные с подводящим каналом и имеющие падение на юго-восток, но и трещины других направлений. В частности, северо-западное окончание «языка» внедрилось по пологой трещине, имеющей северо-западное падение под углом 8—12°.

При поступлении последующих порций магмы (см. рис. 36) рост камеры интрузии происходил главным образом за счет «всплывания» блока вулканогенных пород кровли и менее — за счет дальнейшего продвижения «языка» интрузии на северо-запад. Пульсационные поступления расплава нарушали равномерный ход гравитационной отсадки, возникали перерывы в процессе дифференциации, происходило образование «прослоев» с неравномерным количеством оливина в различных дифференциатах. Подобные немногочисленные прослои обогащенных оливином пород были отмечены также рядом исследователей в интрузии Норильск I. Как правило, там они приурочены к нижним горизонтам массива и, по мнению Н. Н. Урванцева (1958), представляют собой ряд последовательных инъекционных импульсов.

Железистость оливина вверх по разрезу, содержащему такие прослои, постепенно увеличивается, если не считать редких исключений. Так, в разрезе скв 1598 ближе к кровле интрузии были встречены, по-видимому, линзовидные шпирь, без четких границ, содержащие большое количество (20—30%) кристаллов магнезиального оливина. Если учесть, что скважина располагается несколько северо-западнее крутых перегибов нижнего контакта интрузии, то можно предположить, что осевший на дно магнезиальный оливин был вынесен вверх конвекционными потоками вновь поступившей порцией расплава. Крутая плоскость контакта при этом сыграла роль отклоняющего экрана для магматического потока, захватывающего кристаллы оливина. Такой механизм перемещения осевших кристаллов оливина в верхние горизонты интрузии вполне возможен при условии большой скорости поступления порции расплава.

Так как к этому времени температура расплава в камере была не выше 1250°C (почти весь оливин погрузился на дно), вынесенные кристаллы магнезиального оливина не успели опуститься вниз или даже рассредоточиться по разрезу интрузии, а закристаллизовались в виде шпир, полос или «слоев».

Кристаллизация расплава в камере интрузии начинается с носовой выклинивающейся части «языка» и в приконтактных зонах. Мощность нижних контактовых габбро-долеритов в северном хонолите не превышает 4,0 м. Отсюда (см. выше, стр. 83) минимальное время заполнения камеры 0,8 года. Так как движение расплава продолжалось и после отсадки оливина, эту цифру, вероятно, можно увеличить до одного года. Средняя скорость движения расплава при заполнении камеры, длина которой равна 2,5 км, составляет 0,3—0,5 м/час.

Носовая часть «северного» хонолита на протяжении 800—900 м сложена однообразными оливиновыми габбро-долеритами с равномерным распределением кристаллов оливина в породе. Маломощный (до 0,5 м), с нечеткими границами горизонт такситовых габбро-долеритов тяготеет к центральной и приподошвенной части «языка».

Благодаря небольшой мощности (15—30 м) этого участка интрузии и, следовательно, малому запасу магматического тепла кристаллизация в нем произошла за короткий промежуток времени, недостаточный для отсадки оливина. Следует также учесть, что быстрое падение температуры и появление кристаллических фаз резко увеличивают вязкость расплава (эффективная вязкость). Так, по расчетам Шау (Shaw, 1965) при наличии 50% кристаллической фазы скорость отсадки составляет лишь 0,04% скорости отсадки в жидкой среде.

Когда носовая часть интрузии затвердела, а сопряженный блок закристаллизовался в достаточной степени, под действием гидростатического давления хвостовой части интрузии произошел частичный срыв носовой части (продвижение вперед) и образование такситовых габбро-долеритов вдоль плоскости срыва.

Вслед за носовой частью хонолита, по-видимому, одновременно происходила кристаллизация в участке хонолита, непосредственно примыкающем к подводному каналу, и в его выклинивающейся северо-восточной части. Под напором магмы хвостовой части интрузии, возможно, одновременным с тектоническими подвижками, в затвердевших, но раскаленных блоках интрузии возникали системы трещин различных направлений, вдоль которых в дальнейшем происходило околотрещинное расплавление пород и формирование такситовых габбро-долеритов (механизм формирования такситов описан в следующем разделе).

С позиций импульсного процесса заполнения камеры северного хонолита интрузии, когда внедрение расплава и отсадка образующихся кристаллов происходили одновременно, становится понятной хорошая ориентировка минералов во всех дифференциатах интрузии, в том числе и в пикритовых габбро-долеритах. Отсадка оливина составляет лишь половину времени заполнения камеры. Поэтому в приконтактном слое пикритовых пород ориентировка кристаллов проявилась даже лучше, чем в других горизонтах (см. табл. 11). То же самое характерно и для прикровельного слоя габбро-диоритов, которые кристаллизуются позже других основных дифференциатов интрузии. Скорость движения магмы в камере интрузии была невелика и вряд ли существенно влияла на скорость осадения кристаллов оливина.

Формирование «южного» хонолита произошло за более короткий промежуток времени, равный 0,1—0,2 года (мощность нижних контактовых габбро-долеритов не превышает здесь 2,0 м). Длина камеры равна 1000 м, а скорость движения расплава при ее заполнении составляла 0,6—0,7 м/час.

Разрез «южного» хонолита (скв. 1521) представлен последовательно расположенными горизонтами от пикритовых габбро-долеритов внизу до габбро-диоритов прикровельной части. Такая четко выраженная дифференциация, без каких-либо признаков нарушения равномерности гравитационной отсадки оливина и кристаллизационной дифференциации, свидетельствует о сравнительно быстром и одноимпульсном¹ (равномерном) заполнении камеры интрузии в виде магматического клина (см. рис. 36), у которого кровля располагается почти горизонтально (за счет «всплывания» блока вулканогенных пород кровли), а более крутая плоскость нижнего контакта соответствует доинтрузивной трещине скола.

Медленное поступательное движение магматического клина продолжалось и после заполнения камеры интрузии одновременно с кристаллизацией и гравитационной отсадкой минералов. Результатом этого движения явилось наведение четких магматических текстур во всех дифференциатах интрузии. Не исключено, что прикровельный горизонт габбро-диоритов, имеющих наиболее хорошо выраженную ориентировку кристаллов плагиоклаза, продолжал продвигаться вперед даже после кристаллизации нижележащих дифференциатов. Габбро-диориты почти нацело слагают носовую часть клина, причем на микроструктурных диаграммах из этого участка максимум, отражающий верхний контакт, всегда более интенсивен, чем максимум, отражающий нижний контакт.

Пикритовые габбро-долериты в носовой части «южного» хонолита отсутствуют. Здесь имеется лишь маломощный горизонт оливиновых габбро-долеритов, образовавшийся при быстрой раскристаллизации расплава в носовой части магматического клина до момента начала отсадки оливина.

Такситовые габбро-долериты в «южном» хонолите располагаются среди пикритовых габбро-долеритов в виде серии сближенных тел различной мощности (от долей метра до 2—3 м), параллельных нижнему контакту. В верхних горизонтах этой части интрузии такситовые габбро-долериты практически отсутствуют. Их небольшие, неправильной формы тела в верховьях левого притока ручья Сондра и на его водоразделе с ручьем Рудным, вероятно, являются более поздними самостоятельными образованиями, чем мощные тела такситов нижних горизонтов.

По-видимому, подвижка блока и возникновение трещин срыва в пикритовых габбро-долеритах произошли в то время, когда верхние дифференциаты интрузии не были еще полностью раскристаллизованными и могли реагировать на гидростатическое давление хвостовой части интрузии поступательным движением вперед.

Вероятнее всего, что благоприятные условия для формирования «южного» хонолита возникли при тектонических движениях, создавших (или подновивших) трещину скола, по которой затем произошло внедрение расплава. Если бы эта зона была тектонически подготовлена ранее, то она заполнилась бы одновременно с «северным» хонолитом (гидростатическое давление в жидкости передается равномерно во все стороны), испытав те же самые пульсационные перерывы в формировании камеры, которых мы здесь не наблюдаем. Не исключено, что определенную роль (одновременно с тектоникой) здесь сыграло и повышение гидростатического давления в канале ствола, которое компенсировалось внедрением расплава в подновленную зону. В этом случае находит свое объяснение высокая скорость заполнения камеры и непрерывность движения магматического клина.

Таковы наши представления о механизме формирования интрузии Норильск II.

¹ Несомненно, увеличение камеры происходило пульсационно, но до начала гравитационной отсадки оливина камера интрузии в своих основных чертах, по-видимому, уже было сформирована.

Несколько иной подход требуется для выяснения механизма формирования пластовых дифференцированных интрузий, таких, как Норильск I, гора Черная, Имангда и др. Для их внедрения необходимы высокие давления для разрыва сплошности пластов и проталкивания магматического клина, движение которого должно быть прерывистым (Золотухин, Шарاپов, 1957).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТАКСИТОВЫХ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ ИНТРУЗИИ, СВЯЗЬ С НИМИ ВКРАПЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Вопросы механизма формирования интрузии будут рассмотрены не полностью, если не остановиться на генезисе такситовых габбро-долеритов, являющихся ее основным рудоносным горизонтом и занимающих особое положение в разрезе.

По внешнему виду такситовые габбро-долериты представляют собой преимущественно грубозернистые, пегматоидного облика породы с пятнистой атакситовой текстурой, обусловленной меланократовыми и полевошпатовыми обособлениями, состоящими из зерен клинопироксена состава $Hed_{20-27}Di_{51-54}Kln_{29-19}$ и основного плагиоклаза (№ 92—60, центр — край) с переменным количеством магнезиального (20—30% *Fa*) оливина и ортопироксена (25—28% *Fs*). Верхние такситовые габбро-долериты (залегающие среди верхних дифференциатов интрузии) состоят существенно из плагиоклаза (55—75%) и клинопироксена. Они имеют более равномернозернистую структуру, чем нижние такситы, а в некоторых участках по внешнему виду напоминают лейкократовые габбро, более широко развитые в других дифференцированных интрузиях Норильского района.

Такситовые габбро-долериты содержат обильную сульфидную вкрапленность, чем в основном и объясняется повышенный интерес многих исследователей к вопросу о их происхождении.

Относительно генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных интрузий северо-западной части Сибирской платформы существуют различные мнения. Большинство исследователей объясняет петрохимические и структурные особенности этих пород либо процессами переплавления и ассимиляцией вмещающих пород базальной зоной интрузии и ее обогащением при этом летучими компонентами (Годлевский, 1959, и др.), либо миграцией летучих компонентов и щелочей к охлаждающимся контактам до начала процессов кристаллизационной дифференциации и гравитации (Виленский и др., 1964). Г. Б. Роговер (1959), напротив, склонен считать, что такситовые габбро-долериты, как и другие дифференциаты интрузий, внедрились в виде самостоятельной рудоносной фазы.

Дальнейшее развитие вопросы генезиса этих образований получили в работе В. В. Золотухина (1964₄), который на примере интрузии Норильск I показал, что такситовые габбро-долериты кристаллизовались из «вторичной» магмы, возникшей в результате расплавления раскаленных пород массива вдоль трещин срыва, параллельных контактам, по которым поступали газовые струи из неполностью раскристаллизованной хвостовой части тела. Возможность такого процесса обоснована также экспериментальными данными Йодера (Yoder, 1955), который установил, что давление паров воды в 5000 атм сдвигает эвтектическую точку системы диопсид-анортит с 42% анортитового компонента (в «сухой» системе) до 73% этого компонента. При этом температура эвтектики снижается почти на 200°С, с 1274 до 1095°С. Изучение такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск II дает новый интересный материал, подтверждающий и развивающий точку зрения о происхождении такситовых габбро-долеритов из «вторичной» магмы.

Форма проявления и условия залегания такситовых габбро-долеритов в интрузии Норильск II иные, чем в других дифференцированных массивах Норильского района. В пологосекущих (пластовых) интрузиях, таких как Норильск I, Черногорка, Имангда и им подобных, такситы располагаются только в приконтактных зонах. Но и здесь они не образуют единого горизонта, а имеют в достаточной степени сложные взаимоотношения с вмещающими их породами. Так, М. Н. Годлевский (1959) отмечает, что в одних случаях такситы образуют базальную зону, располагающуюся ниже пикритовых габбро-долеритов, а в других — «такситовые слои тесно перемежаются с пикритовыми». Г. Б. Роговер (1959) указывает на многочисленные факты внедрения и «тонкого проникновения такситов по отдельности пикритов», свидетельствующие о одновременном образовании этих дифференциатов.

В интрузии Норильск II, камера которой имеет более сложную форму, такситовые габбро-долериты образуют линзовидные и жиллообразные тела переменной мощности (от долей метра до 10—15 м и более), залегающие в любой части разреза, среди различных дифференциатов, как это видно на рис. 37, где приведены колонки некоторых скважин из различных участков интрузии.

Такая форма проявления такситов, конечно, не может быть объяснена ни контаминацией пород базальной зоны, ни миграцией щелочей и летучих к контактам. В большей степени эти наблюдения подтверждают представление Г. Б. Роговера о внедрении такситовых габбро-долеритов в виде самостоятельной фазы.

В свое время, еще в 30-х годах, к такому выводу пришел Н. С. Зонтов, который отметил целый ряд фактов, свидетельствующих о более позднем происхождении такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск II. В районе штольни № 1 (северный мыс интрузии) им был описан резкий контакт (аз. пад. $210^\circ \angle 10^\circ$) такситов с вышележащими оливиновыми габбро-долеритами, несущими следы ороговирования. В верховьях ручья Рудного такой же резкий контакт был отмечен между

такситовыми и мелкозернистыми (по-видимому, ороговированными) габбро-долеритами, которые выше по разрезу постепенно переходят в нормальные безрудные габбро-долериты. Над штольней № 4 (северный мыс интрузии) в коренном выходе Н. С. Зонтовым наблюдалась жила оруденелого такситового габбро-долерита в безрудном габбро-долерите. Северо-восточное выклинивающееся окончание интрузии почти нацело сложено такситовыми габбро-долеритами. Как позднее писал Г. Б. Роговер (1959), здесь лишь в «лежачем боку такситового габбро-диабазы отмечены разности, близкие по составу к пикритам», которые

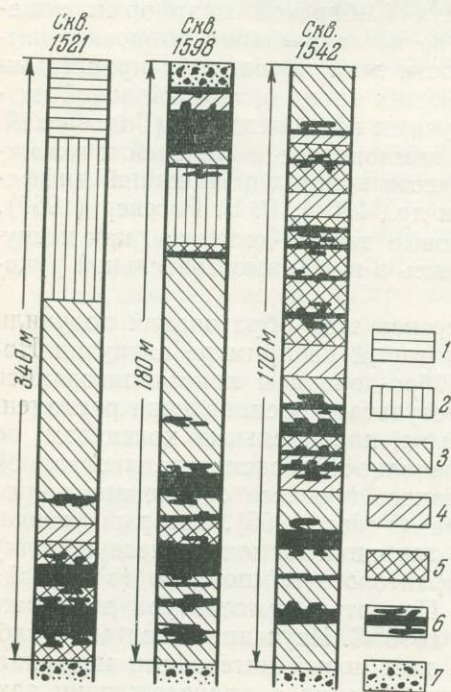


Рис. 37. Положение такситовых габбро-долеритов в разрезах южной (скв. 1521), центральной (скв. 1598) и северной (скв. 1542) части интрузии

1 — габбро-диориты; габбро-долериты: 2 — базальтовые, 3 — оливиновые, 4 — оливин-биотитовые, 5 — пикритовые, 6 — такситовые; 7 — роговики



Рис. 38. Жилка новообразований железистого клинопироксена в оливиновом габбро-долерите в экзоконтакте такситового тела. Николи+, увел. 30, шл. 746

«составляют ничтожную часть рудной зоны и образуют незначительные по размерам бесформенные участки, незакономерно разбросанные по вмещающей их толще такситов». Все эти факты подтверждаются нашими полевыми наблюдениями. Кроме того, резкие контакты и термальное воздействие такситовых габбро-долеритов на оливиновые габбро-долериты мы наблюдали также в среднем течении ручья Рудного.

Воздействие такситовых габбро-долеритов на породы интрузии усугубляется при их детальном микроскопическом исследовании. Так как температуры вмещающих пород, поступающих газовых растворов и вновь образующегося магматического расплава были близки, то, естественно, зоны роговиков в экзоконтактах такситовых тел отсутствуют, но следы ороговикования встречаются довольно часто. Они проявляются в форме распада крупных кристаллов клинопироксена на более мелкие зерна с одинаковой или близкой оптической ориентировкой в направлении участков с микрогранобластовой структурой и новообразований железистого зеленого клинопироксена ($Ng=1,716$; $Np=1,690$; $cNg=43^\circ$; $2V=+46^\circ$; $Hed_{31}Di_{46}Kln_{22}$), образующего кучные скопления и цепочки мелких зерен (рис. 38). Все эти признаки ороговикования возникают, вероятнее всего под действием горячих газовых растворов, обладающих большой проницаемостью. В обе стороны от контактов такситовых тел следы ороговикования постепенно исчезают. В верхних дифференциатах интрузии они проявляются более отчетливо, чем в нижних горизонтах (обогащенных оливином), температура кристаллизации которых более высокая.

Казалось бы, что все изложенное выше свидетельствует о внедрении такситов в виде самостоятельной фазы. Но при более детальном петрографическом изучении такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск II был установлен целый ряд фактов, необъяснимых с позиции внедрения такситов как самостоятельной фазы, но вполне понятных, если считать, что они образовались из магмы, возникшей при повтор-

ном околотрещинном расплавлении пород интрузии за счет активной переработки уже сформировавшихся дифференциатов.

В общих чертах механизм формирования такситовых габбро-долеритов можно представить следующим образом. Вероятнее всего, что гидростатическое давление хвостовой части интрузии и одновременные тектонические подвижки способствовали возникновению в затвердевшем, но сильно раскаленном массиве многочисленных трещин срыва. Благодаря неправильной форме тела эти трещины располагались не только вдоль контактов, как это имело место в интрузии Норильск I и ей подобных, но и пронизывали его центральные части. Газовые струи, устремившиеся по расколам из кристаллизующихся сопряженных блоков массива, вызвали околотрещинное расплавление пород интрузии, возникновение вторичной магмы, насыщенной летучими компонентами, из которой затем кристаллизовались такситовые габбро-долериты.

Формирование такситов, вероятно, происходило пульсационно благодаря прерывистому поступательному движению интрузии как в магматическую стадию, так и в твердом состоянии под действием гидростатического напора магмы хвостовой части массива. В первую очередь такие подвижки испытали выклинивающиеся участки «северного» хонолита — северо-западное окончание «языка» и северо-восточная часть дайкообразного ствола, закристаллизовавшиеся ранее других блоков интрузии. Благодаря гидростатическому напору нижележащего магматического столба эти затвердевшие раскаленные блоки интрузии стремились продолжать поступательное движение вперед. При этом в их приконтактных частях, где охлаждение происходило быстрее и консолидация пород была более сильной, возникали зоны брекчирования и трещины срыва, параллельные контактам. Одновременно благодаря сложной конфигурации тела возникали многочисленные сколовые трещины, пересекающие центральные зоны блоков. Последние особенно широко были развиты в выклинивающейся части крутопадающего дайкообразного ствола, в зоне его перехода в пологий «язык». По образовавшимся расколам из сопряженных не полностью раскристаллизовавшихся к этому времени блоков пород под большим давлением устремились высокотемпературные (~ 1100 — 1150°C) газовые струи (главным образом пары воды), которые вызвали околотрещинное расплавление пород интрузии, возникновение «вторичного» расплава. В последующий этап таким же образом формирование такситов происходило в смежных блоках, выполняющих основной объем камеры «северного» хонолита.

В «южном» хонолите такситовые габбро-долериты образуют серию сбlijженных тел различной мощности (от долей метра до 2—3 м), расположенных параллельно нижнему контакту интрузии. Верхние такситы здесь отсутствуют, нет их и в центральных частях массива. Формирование такситов здесь, вероятнее всего, происходило в один этап, в то время, когда верхние горизонты интрузии еще не раскристаллизовались в достаточной степени и могли реагировать на гидростатическое давление хвостовой части интрузии поступательным движением вперед. В нижних горизонтах (в пикритовых и контактовых габбро-долеритах), которые к этому времени уже не только раскристаллизовались, но и достаточно затвердели, возникли трещины срыва, параллельные контакту. При дальнейшем поступательном движении магматического клина возникающий расплав играл роль магматической смазки.

Подвижность расплава, насыщенного летучими компонентами, и продолжающееся поступательное движение затвердевших блоков способствовали наведению в такситовых габбро-долеритах магматических текстур (планпараллельности и линейчатости) того же (или близкого) плана, что и в других дифференциатах интрузии. Правда, в некоторых участках «северного» хонолита интрузии Норильск II текстуры такситовых

габбро-долеритов обнаруживают довольно значительные отклонения от общего плана магматических текстур, что связано с морфологическими особенностями такситовых тел, сложная конфигурация которых была predeterminedена системой расколов. На микроструктурных диаграммах из этих участков появляется целая серия дополнительных максимумов, отражающих плоскости контактов такситовых тел с вмещающими их породами интрузии.

Такой процесс образования такситов объясняет их основные петроструктурные и петрохимические особенности. Прежде всего находят объяснения форма проявления и условия залегания такситовых габбро-долеритов среди различных дифференциатов интрузии, характер их взаимоотношения с вмещающими породами, появление магматических текстур.

В коренных выходах северного мыса интрузии и по ручью Рудному можно часто наблюдать факты переслаивания и тонкого проникновения такситовых габбро-долеритов в другие дифференциаты с образованием неровных как постепенных, так и отчетливых, резких контактов. При этом «обособления в такситовом габбро-диабазе, представленные той или иной разновидностью габбро-диабазов, обладают разнообразными размерами, иногда имеют шпирообразный характер, в ряде же случаев обнаруживают следы более раннего затвердевания по отношению к вмещающим их габбро-диабазам (магматические ксенолиты)» (Роговер, 1959). Значительная часть «слоев» пикритовых габбро-долеритов среди такситов при более внимательном изучении коренных выходов оказывается именно такими крупными «ксенолитами», сохранившимися в процессе своеобразного магматического замещения, происходившего под воздействием газовых струй и магмы, насыщенной летучими компонентами. Передовым фронтом такого замещения, по-видимому, следует считать линзовидные и «булкообразные» существенно лейкократовые обособления (до 25 см в диаметре), которые часто встречаются среди нижних дифференциатов, иногда на значительном расстоянии от основного тела такситовых габбро-долеритов.

Газовые струи и вновь образующийся магматический расплав, находящийся под большим давлением, обладали значительной подвижностью и высокой проницаемостью вдоль мельчайших прототрещин. Именно этим можно объяснить тонкое проникновение такситов в пикритовые (и другие) габбро-долериты в виде линзовидных затеков, лейкократовых шпироподобных и «булкообразных» обособлений.

Петрографическое изучение такситовых габбро-долеритов позволяет установить факты активного воздействия вновь образующейся магмы на исходные породы, определенную последовательность в расплавлении минералов этих пород, а также порядок кристаллизации минералов из расплава, обогащенного летучими компонентами.

Как известно (Yoder, 1955; Юдер, Тилли, 1965, и др.), с повышением давления газов (главным образом паров воды) температура плавления пород значительно понижается. Вполне понятно, что в зависимости от температуры исходных пород и количества летучих компонентов, поступающих в расколы, расплавление пород (если оно начнется) будет происходить последовательно — от низкотемпературных минералов к более тугоплавким.

Околотрещинное расплавление раскаленных пород интрузии под действием газовых струй начнется с выплавления плагиоклаз-пироксеновой эвтектики, точка которой по мере увеличения давления летучих будет перемещаться в сторону анортитового компонента, а температура ее плавления будет понижаться (Yoder, 1955), что мы и наблюдаем в действительности. Так, в дальних экзоконтактах такситовых тел, куда поступало ограниченное количество летучих компонентов, процесс рас-

плавления иногда не захватывает даже клинопироксен. В этом случае мы наблюдаем небольшие (от долей сантиметра до 2—5 см в поперечнике) шпироподобные анортзитоподобные образования, сложенные крупными кристаллами основного (№ 92—60, центр — край) плагиоклаза.

В дальнейшем при увеличении количества летучих в расплаве (с повышением их давления и снижением температуры плавления вмещающих пород) к анортиту присоединяется клинопироксен, недоплавленные реликты которого отмечаются в шлифах. Так, лейкократовые «булкообразные» обособления, состоящие на 75—80% из крупных кристаллов основного плагиоклаза, содержат многочисленные гранулы (од 0,1 мм и меньше) недоплавленного клинопироксена и массу более мелких газовых включений (рис. 39). Оливин в таких участках, как правило, не имеет каких-либо следов плавления или грануляции.

Такситовые габбро-долериты, содержащие реликты недоплавленного клинопироксена, наблюдались нами также в среднем течении ручья Рудного (юго-западное окончание «северного» хонолита, см. рис. 27). Здесь, в пережатом участке интрузии (мощность ее не превышает 10—15 м), такситы образуют линзовидные тела (мощностью до 4—6 м), залегающие ближе к верхнему контакту. На 50—70% такситы сложены крупными кристаллами лабрадор-битовнита (№ 85—60, центр — край), пойкилитово включающими многочисленные гранулы недоплавленного клинопироксена. По-видимому, в лейкократовых обособлениях среди нижних дифференциатов интрузии процесс плавления был ограничен количеством летучих, поступающих из главных расколов в периферические зоны, в то время как при образовании такситов ручья Рудного (в участке пережима интрузии) основная роль принадлежала температуре исходных пород, которая ко времени поступления летучих понизилась настолько, что недоплавленным оказался клинопироксен.

В основной массе такситовых габбро-долеритов содержатся лишь тугоплавкие реликты оливина, который начинает плавиться в последнюю очередь. Как правило, в такситах встречаются неправильной формы пятна, «полосы» и «дорожки», сложенные мелкогранулированным оливином. Такие участки нередко имеют микрогранобластовую (роговиковую) структуру (рис. 40). В шлифах можно наблюдать все этапы распада крупных кристаллов оливина вначале на ряд полигональных зерен с одинаковой или близкой оптической ориентировкой, которые затем превращаются в мелкие оплавленные гранулы более железистого состава, чем исходный кристалл. Присутствие таких реликтов является характерной чертой такситовых габбро-долеритов¹. Более крупные «ксенолиты» представляют собой недоплавленные участки пород интрузии.

В тех участках, где массив был пересечен многочисленными расколами, такситовые габбро-долериты сливаются в единое мощное тело, почти нацело выполняющее камеру интрузии (северо-восточный мыс), или же, судя по разрезам разведочных скважин 1541, 1542 и других, образуют пеструю картину многослойного чередования с другими дифференциатами. В том случае, если расколы выходят за пределы основного контура массива, такситовые габбро-долериты могут возникать в прогретых до высокой температуры породах экзоконтакта, представленных туфолавовой толщей. Такие апофизы такситовых габбро-долеритов и габбро, удаленные на значительное расстояние от основного тела интрузии, известны для интрузий Норильск I и горы Черной (Золотухин, 1964). На площади интрузии Норильск II такие апофизы такситовых

¹ Подобные пятнообразные и жилкоподобные участки мелких зерен оливина с микрогранобластовой структурой (совместно с более крупными изогнутыми фенокристаллами) возникали в пикритовых габбро-долеритах при их нагревании до 1300°С, когда другие минералы расплавились полностью (Золотухин, 1964).

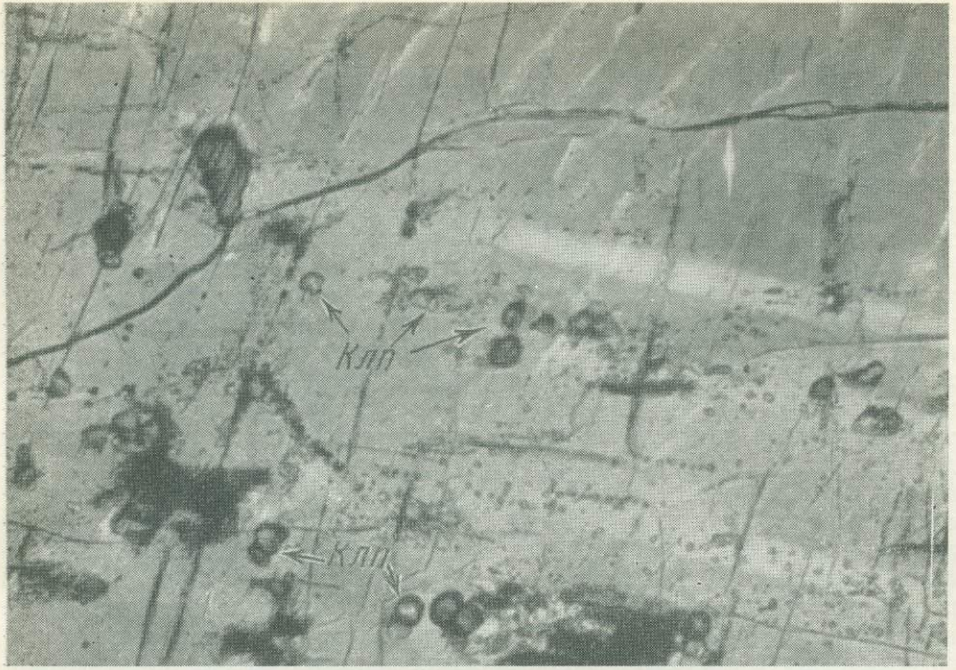


Рис. 39. Гранулы недоплавленного клинопироксена (Клп) в кристаллах плагиоклаза такситовых габбро-долеритов. Николи+, увел. 120, 726а

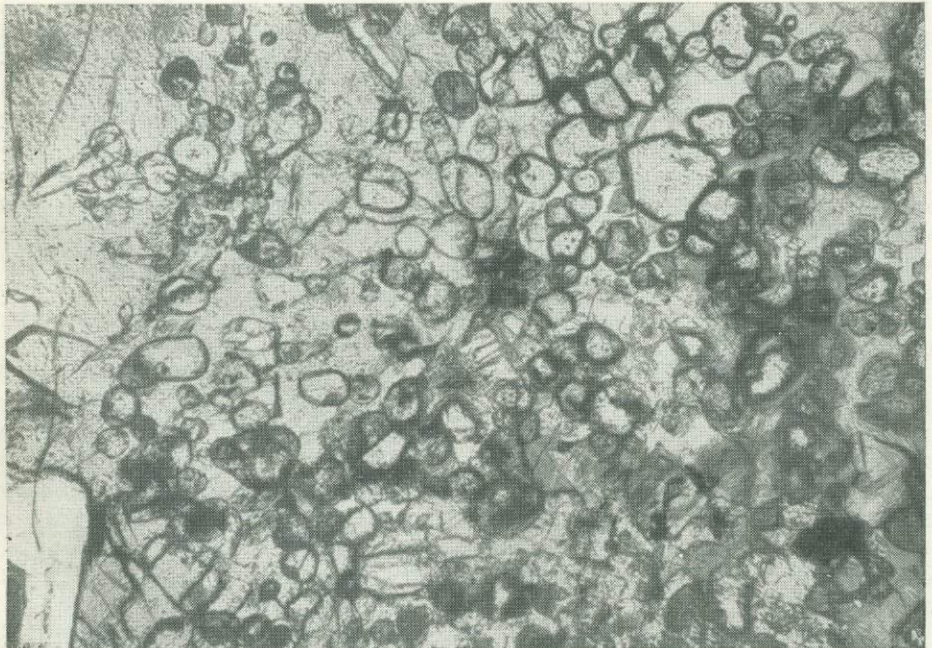


Рис. 40. Россыпь мелкогранулированного оливина в такситовом габбро-долерите. Николи ||, увел. 40, шл. 654а

габбро-долеритов не отмечаются (возможно, в силу ее недостаточной обнаженности и разведанности), но непосредственные контакты такситовых габбро-долеритов с вмещающими породами наблюдались в различных участках (северный мыс интрузии, среднее течение ручья Рудного, скв. 1598 и др.).

Порядок кристаллизации минералов из магмы такситовых габбро-долеритов зависит от исходного состава вмещающих пород и степени их расплавления. При выплавлении плагиоклаз-пироксеновой эвтектики с тем или иным незначительным количеством пироксена первым из расплава кристаллизуется основной плагиоклаз, а клинопироксен образует ксеноморфные зерна, как это имеет место в лейкократовых обособлениях передового фронта замещения вмещающих пород. При более интенсивном расплавлении порядок кристаллизации зависит от соотношения исходных компонентов в магме. В нижних дифференциатах это соотношение приблизительно отвечает 35—50% клинопироксена и 50—60% анортита. При этом соотношении из расплава, находящегося под высоким давлением водяного пара (Yoder, 1955), первым начинает кристаллизоваться клинопироксен с образованием идиоморфных столбчатых кристаллов, которые характерны для такситовых габбро-долеритов, располагающихся среди дифференциатов, обогащенных оливином и клинопироксеном. Оливин в этом случае кристаллизуется из расплава последним в виде крупных ксеноморфных, «лапчатых» зерен, которые находятся в офитовых соотношениях с плагиоклазом. Иногда отмечаются также факты обрастания оплавленных реликтов магнезиального оливина каймами более железистого оливина поздней генерации (рис. 41).

При другом соотношении компонентов, когда в расплаве явно преобладает анортит (~70%), первыми выделяются крупнотаблитчатые кристаллы основного плагиоклаза. Ксеноморфные зерна клинопироксена нередко содержат пойкилитовые включения мелких лейст плагиоклаза второй генерации. Такие соотношения характерны для такситовых габбро-долеритов, залегающих среди верхних дифференциатов интрузии.

Минералы такситовых габбро-долеритов насыщены газовыми и существенно газовыми включениями (рис. 42), что еще раз подтверждает факт кристаллизации этих пород из магмы, обогащенной летучими компонентами.

Наши представления о том, что такситовые габбро-долериты образуются из магмы, возникающей при повторном расплавлении пород интрузии, подтверждаются также их петрохимическими особенностями. С этих позиций становится понятным сходство химических составов такситовых габбро-долеритов и пород, среди которых они залегают, как это следует из таблицы химических анализов габбро-долеритов (табл. 8) и приводимых петрохимических диаграмм (см. рис. 17, 18).

Интересные результаты получились при нанесении 50 химических анализов нижних дифференциатов (контактных, пикритовых и оливинбиотитовых габбро-долеритов) и такситовых габбро-долеритов, залегающих среди них, интрузий Норильск II и Норильск I на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 43). Как видно на приводимой диаграмме (см. рис. 43), точки анализов сгруппировались в два ореола, показывающих, что часть такситовых пород близка по составу к контактовым габбро-долеритам, а другая, большая часть, к пикритовым и оливинбиотитовым.

Такая же закономерность устанавливается между химическими составами верхних дифференциатов и такситовых габбро-долеритов, располагающихся среди них. Сравнение химических составов и петрохимических параметров, отношения $FeO : MgO$ и коэффициент фракционирования (см. табл. 8, анализы, 27—42) показывают близость верхних такситовых габбро-долеритов к оливинсодержащим, безоливиновым и

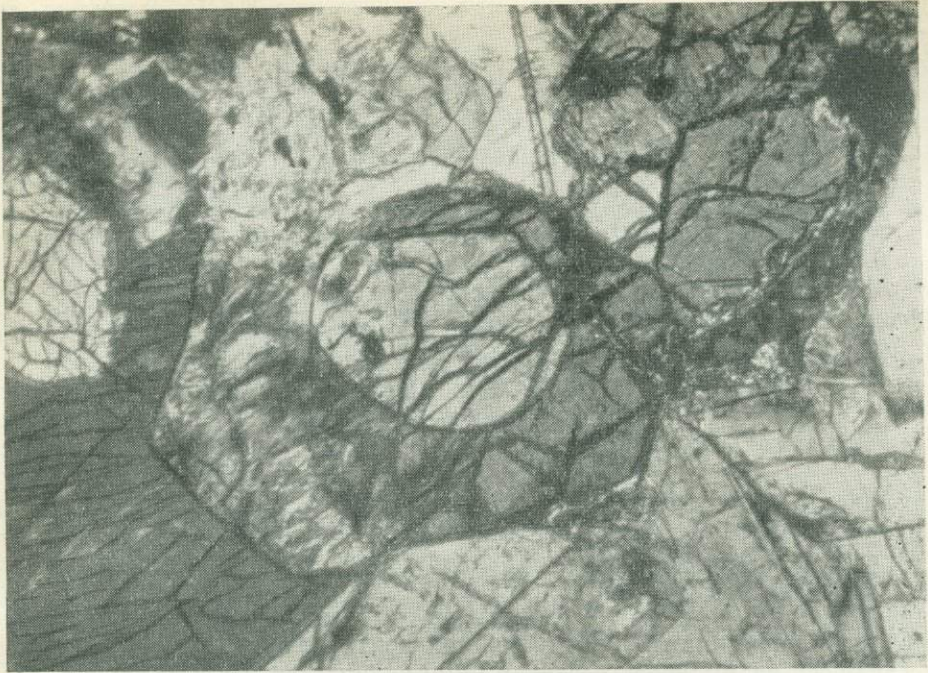


Рис. 41. Обрастание оплавленного зерна магнезиального оливина (центр снимка) более железистым в такситовом габбро-долерите. Николи+, увел. 50, шл. 671а

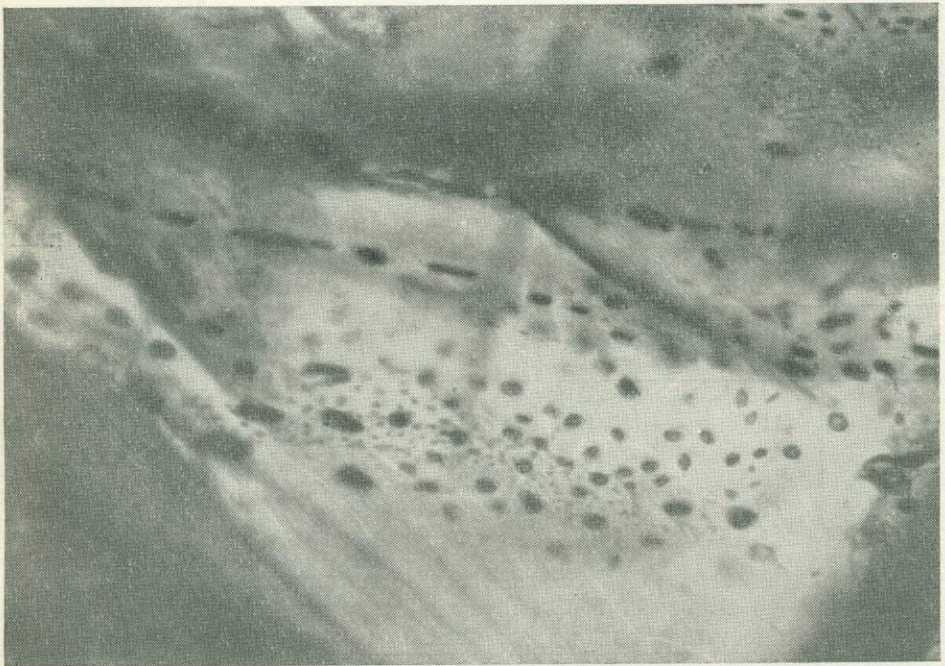


Рис. 42. Существенно газовые включения (с темными каймами) в кристаллах оливина в такситовом габбро-долерите. Николи ||, увел. 200, шл. 42/1598

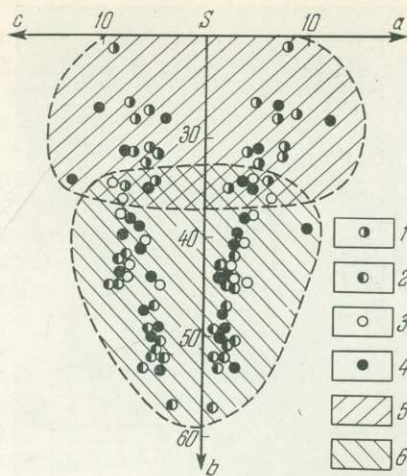


Рис. 43. Диаграмма А. Н. Загарицкого для нижних дифференциатов и такситовых габбро-долеритов, залегающих среди них, интрузий Норильск II и Норильск I

Габбро-долериты: 1 — контактовые габбро-долериты, 2 — пикритовые, 3 — оливин-биотитовые, 4 — такситовые, 5 — ореол близких составов такситовых и контактовых, 6 — то же, для такситовых, пикритовых и оливин-биотитовых

(см. рис. 17). Они имеют также близкие параметры a , c (см. табл. 8). Отношение $FeO:MgO$ в верхних такситах колеблется в пределах 0,86—1,13, т. е. близко к таковому в оливиновых, безоливиновых и верхних контактовых габбро-долеритах. А в нижних такситах это отношение равно 0,56—0,90, т. е. по сути дела ничем не отличается от такового для пикритовых, оливин-биотитовых и нижних контактовых габбро-долеритов.

Такая же взаимосвязь составов устанавливается и в том случае, если такситы образуются при расплавлении пород экзоконтакта, как это имело место в среднем течении ручья Рудного. Здесь, в юго-восточном крутопадающем борту интрузии такситовые габбро-долериты контактируют непосредственно с титан-авгитовыми базальтами. Такситовые габбро-долериты из этого участка (по сравнению с такситами из других мест интрузии, см. табл. 8, анализ № 5 и др.) локально обогащены щелочами (в 2,5—4 раза), титаном (в 2—3 раза) и железом, т. е. теми же компонентами, что и базальты экзоконтакта. Последние содержат 3,64% Na_2O , 0,43% K_2O и 2,58% TiO_2 . Особенности химизма возникающего в этом случае расплава нашли свое отражение в минералогическом составе такситовых габбро-долеритов, которые состоят из необычайно железистого оливина (50—65% Fa), высокожелезистого титанистого клинопироксена и кислого (по сравнению с обычными такситами) плагиоклаза (№ 65—40, центр — край).

Таблица 12

Время, необходимое для нагрева габбро-долеритов

T_0	$T_{пл}$	Время, час.	T_1
700°	1100°	100	1095°
800	1100	100	1097
900	1100	100	1098
1000	1100	100	1099

Такие значительные различия химических составов и петрохимических параметров такситовых габбро-долеритов из различных горизонтов разреза интрузии вряд ли можно объяснить самостоятельной интрузивной фазой, даже если предположить, что магма была способна к существенной ассимиляции вмещающих пород, но они вполне согласуются с изложенными выше представлениями о генезисе этих образований¹.

¹ Подобные пегматоидные (такситовые) породы в перидотитах Полярного Урала В. Ф. Морковкина (1962) считает метасоматического генезиса. Такое же происхождение, по мнению Р. В. Карпова (1959, 1960), имеют сульфидоносные пегматитовые жилы

Для некоторых основных положений генезиса такситовых габбро-долеритов мы попытались установить количественные оценки, рассчитав время, необходимое для нагрева метрового слоя габбро-долеритов от температуры 700—1000° С до температуры плавления (1100° С) при прохождении по трещине раскаленных флюидов, а также баланс отдачи тепла за это время водой в определенном объеме породы за тот же температурный интервал.

При расчете времени задача ограничивалась следующими начальными условиями: поверхность раскола имеет температуру флюида ($T_{пл} = 1100^\circ \text{С}$) в течение всего времени (τ), которое нам необходимо определить. Температура в точке $X=0,5 \text{ м}$ от поверхности трещины — $T_0=700, 800, 900, 1000^\circ \text{С}$ (в зависимости от расположения трещины относительно экзоконтакта). Расчет сделан по формуле, приводимой в работе А. И. Вейника (1959)

$$\theta = \frac{T_{пл} - T_1}{T_{пл} - T_0} = 1 - \left(1 - \frac{1}{\sqrt{\frac{12a\tau}{X^2}}} \right),$$

где T_1 — температура в точке X через τ час.¹

Результаты расчета сведены в табл. 12, из которой следует, что при непрерывном прохождении горячих (1100° С) газовых струй по расколу достаточно 100 часов, чтобы метровый слой габбро-долеритов (по 0,5 м в каждую сторону от раскола) нагреть до начальной температуры плавления.

При этом мы пренебрегаем фильтрацией влаги в поры породы, т. е. в смысле теплопереноса рассчитываем «худший» вариант. В реальном случае прогрев будет совершаться еще быстрее, так как фильтрующийся через поры флюид будет значительно ускорять теплоперенос от трещины в породу. Также следует учитывать, что повышение давления паров воды значительно снижает начальную температуру плавления пород (Yoder, 1955).

Вполне понятно, что следовало проверить также количественную сторону вопроса — выяснить, какая масса воды необходима, чтобы за 100 час. расплавить метровый слой габбро-долеритов при условии, что вода поступает из неполностью раскристаллизовавшегося блока пород размером $100 \times 500 \times 500 \text{ м}$ в трещину, площадь которой равна $500 \times 500 \text{ м}$. Начальная температура ($T_{пл}$) флюида принимается равной 1100°С . Температура вмещающих пород — $T_0=700, 800, 900, 1000^\circ \text{С}$. Рассмотрим вариант, когда температура вмещающих пород равна 700°С и поступающие в трещину пары воды остывают до этой температуры.

Вес блока пород, отдающего воду, равен $52 \times 10^9 \text{ кг}$ (уд. вес. 2,8). Вес воды в этом блоке (при условии ее 1%-ного содержания в расплаве) = $52 \times 10^7 \text{ кг}$. Это количество воды при остывании от 1100 до 700°С отдает $150 \times 10^9 \text{ ккал}$. Количество тепла (Q), необходимое для того, чтобы поднять температуру вмещающих пород (T_0) от 700° до $T_{пл} = 1100^\circ$ в блоке пород размером $1 \times 500 \times 500 \text{ м}$ (площадь теплоотдачи — F равна $500 \times 500 \text{ м}$) за 100 час. (τ), равно $21 \times 10^6 \text{ ккал}$. Его вычисляли по формуле:

$$Q = \frac{2\sqrt{\lambda c \gamma} F (T_{пл} - T_0) \sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi}}$$

Легко подсчитать, что для образования такситового горизонта метровой мощности при указанных условиях необходимо в 7×10^3 раза меньше того основного состава в дифференцированном массиве Ниттис — Кумужья — Травяная (Монче-тундра).

¹ Необходимые для расчетов константы здесь и далее взяты из соответствующей справочной литературы.

количества воды, которое содержится в сопряженном неполностью раскристаллизованном блоке.

Таким образом, количественная оценка содержания воды и теплоотдачи подтверждает, что механизм образования такситов, разбираемый в работе, вполне вероятен. Прерывистые блоковые подвижки интрузивного клина приводят к возникновению расколов и повторному околотрещинному расплавлению пород при поступлении газовых струй из сопряженного блока. «Вторичная» магма является родоначальной для такситовых габбро-долеритов, а также генерирует как рудоносные, так и пострудные аутометасоматические растворы.

Интрузия Норильск II содержит богатое вкрапленное медно-никелевое сульфидное оруденение, основная масса которого сосредоточена в нижних такситовых габбро-долеритах. Вещественный состав руд интрузии был в свое время подробно описан Г. М. Шешуковой и дополнен норильскими геологами, изучавшими месторождение. Исследование минералогического состава и генезиса руд не входило в задачи настоящей работы. Поэтому мы остановимся лишь на основных чертах распределения оруденения в разрезе интрузии, формах его проявления и взаимоотношениях с пороодообразующими и «реакционными» силикатными минералами.

На генезис вкрапленного оруденения дифференцированных норильских интрузий существуют различные точки зрения. Большинство исследователей придерживается ликвационной гипотезы происхождения сульфидных руд, но существует также мнение о их гидротермально-метаморфическом генезисе (Елисеев, 1959; Виленский и др., 1964). Кроме того, существует предположение (Роговер, 1959), что руды месторождения Норильск I имеют ликвационное, но эпигенетическое происхождение за счет более раннего гидротермального медно-никелевого месторождения, располагавшегося на месте интрузии.

Проблема генезиса вкрапленного оруденения дифференцированных интрузий Норильского района подробно рассмотрена в ряде работ В. В. Золотухина (1963₁, 1964₁, 1965₂), который на основании данных, полученных при исследовании обширного фактического материала, пришел к выводу, что сульфидное оруденение «генетически связано с проявлениями такситовых габбро-долеритов, приурочено к концу процесса образования последних и накладывается не только на эти породы, но и на сопредельные с ними — пикритовые, контактовые габбро-долериты и породы экзоконтакта.

Оруденение и сопутствующие ему реакционные минералы имеют высокотемпературный аутометасоматический характер».

Появляясь в конце процесса образования такситов, сульфиды уже не находятся в равновесии с магматическими минералами габбро-долеритов. Парагенетическую ассоциацию сульфиды составляют с рядом высокотемпературных новообразований (бурый биотит, бурая роговая обманка, железистый клинопироксен, гранат гроссуляр-андрадитового состава, плагиоклаз среднего состава, ортоклаз). Такой набор реакционных минералов (не считая сульфидов и ангидрита) позволил получить многопучковые мультисистемы (см., например, рис. 100), характеризующие практически весь набор метасоматических зон как в самой интрузии Норильск I (Золотухин, 1963₃, 1964₂), так и за ее пределами, в частности экзоконтактные скарновые ортоклазсодержащие метасоматиты рудника «Южный» (Золотухин, Васильев, 1964).

«Отмечаемая зональность в расположении реакционных минералов и их ассоциации на месторождениях объясняются их возникновением при инфильтрационном метасоматозе и закономерным изменением химических потенциалов подвижных компонентов в стороны от «трещины», вдоль которой располагается такситовый габбро-долерит. Последний

имеет парагенетическую ассоциацию реакционных минералов, образовавшуюся при максимальных $\mu\text{H}_2\text{O}$, μS и $\mu\text{Na}_2\text{O}$. В обе стороны от такситовых габбро-долеритов по разрезу располагаются ассоциации реакционных минералов, возникших при падении потенциалов этих компонентов и нарастании μO_2 и μCaO .

От количеств, приближающихся к кларковым для базальтоидов, сера исходной магмы концентрируется на конечной стадии магматического процесса и в составе главным образом сероводорода насыщает высокотемпературные послемагматические растворы. Причем максимум ее концентрации приходится на среднетемпературный интервал, когда возникают халькопирит, пирит, миллерит, пренит и некоторые другие минералы.

Никель, входящий в состав сульфидов, заимствовался из силикатов (главным образом оливина) на высокотемпературной стадии метасоматического процесса.

Вкрапленное сульфидное оруденение представляет собой, с одной стороны, заполнение осажденным минералом — пирротинном — выщелоченных полостей на передовом фронте метасоматоза, а с другой стороны, представлено пирротинном — реакционным минералом, которым он становится при падении температуры. Халькопиритовая минерализация накладывается позже (среднетемпературный этап)», (Золотухин, 1966).

Все изложенные выше положения и выводы полностью подтверждаются фактическим материалом, который имеется у нас по интрузии Норильск II.

В разрезах интрузии всегда устанавливается вполне определенный характер распределения вкрапленного оруденения. Максимум сульфидной вкрапленности приходится на нижние такситовые габбро-долериты, причем, как правило, максимум смещен к контактам такситовых тел с вмещающими их породами интрузии. Количество сульфидной вкрапленности уменьшается в обе стороны от такситовых горизонтов как вверх по разрезу интрузии, так и вниз, во вмещающих породах (скв. 1509, 1552, 303 и др.). Новый небольшой максимум сульфидного оруденения соответствует верхним такситовым габбро-долеритам. Если в разрезе интрузии появляется несколько такситовых горизонтов, то им соответствует столько же максимумов сульфидной вкрапленности. Северо-восточная выклинивающаяся часть интрузии, сложенная почти нацело такситовыми габбро-долеритами, содержит наиболее богатое вкрапленное оруденение.

Соответственно распределению сульфидов в различных дифференциатах интрузии меняется форма проявления вкрапленников и характер их взаимоотношений с пороодообразующими минералами, возникает ассоциация тех или иных реакционных новообразований.

В такситовых габбро-долеритах вкрапленники пирротин-пентландит-халькопиритового состава имеют неправильно-ветвистую и «лапчатую» форму. Размер их колеблется от долей сантиметра до 3—5 см в поперечнике. В редких случаях (скв. 1552) шлировидные обособления имеют мощность до 1,0 м. В штуфах и под микроскопом можно видеть, как сульфиды замещают ранее выделившиеся пороодообразующие минералы — плагиоклаз и клинопироксен, проникают в них по трещинкам спайности, образуют затеки, содержат реликты этих минералов. Так же, как в интрузии Норильск I (Золотухин, 1964), сульфиды здесь находятся в равновесии с новообразованиями среднего плагиоклаза (N_55-40) и железистого клинопироксена ($Ng=1,718$; $Np=1,692$; $cNg=48^\circ$; $+2V=-58^\circ$), которые возникают на контакте сульфидов и силикатных минералов.

Изредка в такситах встречаются скопления листочков бурого биотита, ортоклаза, образующий иногда узкие каемки вокруг зерен плагиоклаза, и сферолиты более позднего пренита.

В пикритовых и контактовых габбро-долеритах, помимо мелкой интэрстиционной вкрапленности, в небольшом количестве присутствуют «каплевидные», уплощенные по вертикальной оси выделения пирротин-пентландит-халькопиритового состава, иногда псевдорасслоенные на верхнюю халькопиритовую и нижнюю пирротиновую части. Размер вкрапленников достигает 2,5 см по длинной оси. Следует отметить, что наблюдения над вкрапленниками показали, что халькопирит всегда замещает пирротин, образуя вокруг него сплошную оторочку. Иногда наблюдаются обратные соотношения, когда халькопирит сосредоточен в нижней половине, а пирротин в верхней половине вкрапленников. Такие факты скорее говорят о реликтовом характере пирротина, чем о расслоении в отликвировавшемся расплаве.

В пикритовых габбро-долеритах в парагенезисе с сульфидами находится иной комплекс реакционных минералов, чем в такситовых габбро-долеритах. В непосредственной близости от такситовых тел над сульфидными вкрапленниками здесь нередко можно наблюдать оторочку из пренита, серпентина, хлорита и скоплений бурого биотита. Размер реакционных оторочек не зависит от размеров вкрапленников, так же как имеются вкрапленники без реакционных оторочек. В составе реакционных кайм над сульфидными вкрапленниками в интрузии Норильск I В. В. Золотухин (1964) были встречены, кроме перечисленных выше минералов, бурая роговая обманка, гранат существенно андрадитового состава и ангидрит. С первичными магматическими минералами все они имеют вполне определенные реакционные взаимоотношения.

Кристаллизация сульфидов и сопутствующих им реакционных минералов, по мнению В. В. Золотухина (1963, 1964), начинается при температуре 800—900° С. Это подтверждается непосредственными термометрическими наблюдениями над существенно газовыми включениями в фислетовом ангидрите (~800° С); железистостью биотита из реакционных кайм (по экспериментальной работе Д. Р. Уонса и Х. П. Югстера (1963) биотит с железистостью около 40% устойчив с калишпатом и магнетитом, без появления гематита, при температуре около 900° С); по «двуполовошпатовому термометру» Барта (1962) в равновесии с плагноклазом № 40 калишпат, содержащий 30—40% альбитовой молекулы, находится при температуре 800—850° С (Золотухин, 1964). Кроме того, для определения температур образования сульфидов, главным образом пирротинов, мы (Золотухин и др., 1966) воспользовались методами минералогической термометрии (термозвуковым и термобарическим), основанными на декрепитации включений в минералах при нагревании.

В литературе, содержащей анализ условий образования пирротинов из медно-никелевых руд дифференцированных интрузий северо-запада Сибирской платформы (Годлевский, 1959; Елисеев, 1959 и др.), преобладают необоснованно низкие оценки температур их образования.

Находки троилита в этих рудах (он предположительно отмечался норильскими геологами в рудах интрузии Норильск II и установлен нами рентгенометрически для руд горы Черной) не указывают прямо ни на высокую температуру его образования (Бетехтин, 1955), ни на низкую (Елисеев, 1959), а связаны скорее всего с недостаточными парциальными давлениями серы в начальные моменты образования сульфидов.

Оценка температурности пирротинов по кривой предельного насыщения пирротинов серой (Елисеев, 1959) возможна только для равновесной ассоциации пирротин-пирит (Arnold, 1962). Для оценки температурности беспиритовых парагенезисов сульфидов этот метод не пригоден. В лучшем случае он указывает на нижний предел температур образования, когда уже возможно возникновение пирротина совместно с пирритом.

Температурная оценка с использованием термозвукового и термобарического методов, основанных на взрыве включений минералообразую-

шей среды, наиболее надежна. Этим методом устанавливается (Золотухин и др., 1966), что главный интервал формирования пирротинов из руд норильских месторождений (было исследовано 15 образцов из руд интрузий Норильск I, Норильск II, горы Черной, Талнахской, Имангдинской) располагается в пределах 760—460° С, причем наиболее низкотемпературные спускаются до 220—240° С. Главный интервал выделения халькопирита (560—240° С) заметно ниже, чем таковой для пирротинов, и уже относится к среднетемпературной стадии постмагматического процесса.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о том, что такситовые габбро-долериты интрузии Норильск II представляют собой несколько более поздние образования (чем другие дифференциаты), возникающие в результате расплавления раскаленных пород интрузии вдоль расколов, по которым проходили газовые струи летучих компонентов из неполностью закристаллизовавшихся сопряженных блоков пород. Это подтверждается контактовым воздействием такситов на вмещающие породы, а также их тонким проникновением в породы массива; сходством химических составов такситовых габбро-долеритов и пород интрузии, среди которых они залегают; наличием существенно газовых включений, включений расплава и недоплавленных реликтов минералов исходных пород в породообразующих минералах такситов; сделанными расчетами.

Сложная конфигурация такситовых тел, располагающихся в любых горизонтах интрузии Норильск II, была предопределена морфологией камеры, повлиявшей на систему расколов.

Температура пород, вмещающих такситовые тела, и количество (давление) летучих компонентов являются основными факторами, обуславливающими развитие процесса плавления до той или иной стадии — от образования анортитоподобных обособлений (выплавление анортита из плагиоклаз-пироксеновой эвтектики) до появления в такситах вначале недоплавленных реликтов клинопироксена, а затем реликтов магниевого оливина, образующих участки с микрогранобластовой структурой.

В интрузии Норильск II, как и в интрузии Норильск I (Золотухин, 1963, 1964), устанавливается вполне определенная зональность в распределении вкрапленного сульфидного оруденения и ассоциирующих с ним реакционных минералов, что свидетельствует о их высокотемпературном автометасоматическом происхождении и тесной генетической связи с такситовыми габбро-долеритами.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ТРАППОВОГО РАСПЛАВА В ПРОЦЕССЕ ЕГО КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК II

Проблема дифференциации базальтовой магмы не теряет своей актуальности вот уже более 40 лет, со времени появления работы Н. Л. Боуэна (Bowen, 1922), в которой развивается мысль о происхождении всего многообразия изверженных пород из единой базальтовой магмы. Этот вопрос разбирается в обширной специальной литературе.

При изучении дифференцированных интрузий Сибирской платформы было установлено, что по направлению дифференциации все они могут быть разделены на два типа. К первому типу относятся Аламджахская (Масайтис, 1958) и Анакитская (Ревердатто, 1963) интрузии, приближающиеся по характеру дифференциации к Скаергардской. У этих интрузий на последних этапах кристаллизации наблюдается тенденция к абсолютному обогащению железом и уменьшению содержания в породах кремнезема (до образования феррогаббро). К другому типу относятся многие дифференцированные интрузии Норильского района (Но-

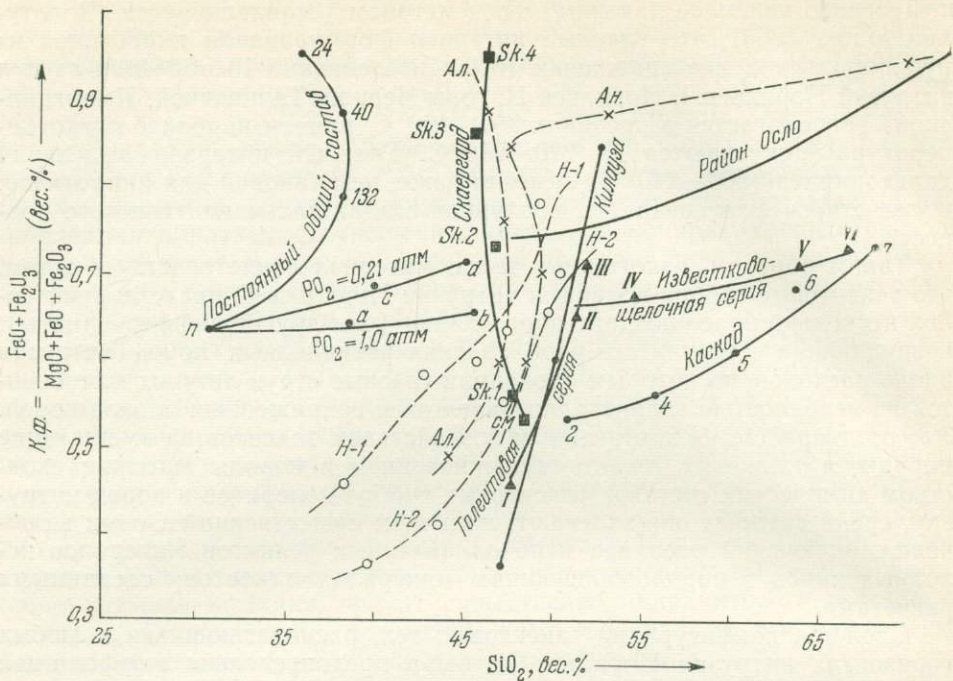


Рис. 44. Диаграмма изменения $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ в зависимости от содержания SiO_2 (по Осборну, 1959), показывающая сходство путей кристаллизации природных базальтов и системы $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ при условии постоянства валовых составов или парциального давления кислорода. Здесь же по аналогичным данным (железистость — SiO_2) нанесены кривые дифференциации для некоторых интрузий Сибирской платформы: Норильск II (Н-II), Норильск I (Н-I), Аламджакской (Ал) и Анакитской (Ан)

рильск I, гора Черная, Имангдинская и др.), конечные продукты кристаллизации которых обогащаются кремнекислотой и щелочами. К этому же типу дифференциации относится интрузия Норильск II.

Характер этих двух направлений дифференциации показан на диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, приводимой в работе Осборна (Osborn, 1959). В левой половине этой диаграммы (рис. 44) приводится ряд кривых, полученных при экспериментальном абсолютном фракционировании базальтового расплава с первоначальным составом π в условиях постоянного общего состава смеси или постоянного парциального давления кислорода. В качестве типичных примеров здесь же для сравнения приведены кривые дифференциации некоторых природных расплавов.

На эту же диаграмму (рис. 44) по аналогичным данным (коэффициент фракционирования — SiO_2) мы нанесли кривые, отражающие ход дифференциации в интрузиях Сибирской платформы: Норильск II (Васильев, 1965), Норильск I (Золотухин, 1964), Аламджакской (Масайтис, 1958) и Анакитской (Ревердатто, 1963).

Кривые дифференциации для интрузий Норильск II и Норильск I занимают промежуточное положение между кривыми, отражающими толеитовый и известково-щелочной типы дифференциации. Однако направление этих кривых (для интрузий Норильск II и I) ближе к таковому для серии Каскад, приводимой Осборном в качестве примера фракционной кристаллизации при постоянном давлении кислорода. И наоборот, кривые, изображающие ход кристаллизации в Аламджакской и Анакитской интрузиях, подобны кривой фракционной дифференциации искусственно-

го расплава при постоянном составе (см. рис. 44, кривая $n-132-40-24$). Верхняя пологая ветвь кривой для Анакитской интрузии свидетельствует о подтоке кислорода в систему на последних этапах кристаллизации расплава. Пути дифференциации этих интрузий сравнивались нами ранее с помощью треугольной диаграммы $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 19).

В настоящее время, пожалуй, ни у кого нет сомнения, что основным источником кислорода в базальтовых расплавах является вода, диссоциирующая на водород и кислород. Большинство исследователей предполагает, что источник воды должен быть внешним по отношению к магматическому очагу.

Осборн (1963) полагает, что первоначальная магма для всех базальтов отвечает по составу толеитовому оливиновому базальту, фракционная кристаллизация которого дает толеитовую серию. Если же в расплаве будет поддерживаться постоянное парциальное давление кислорода, что возможно при насыщении расплава водой, которая поступает из внешней среды, то дифференциация базальтовой магмы будет идти по известково-щелочному пути. Осборн отмечает, что между этими двумя крайними путями могут быть любые промежуточные типы. Обогащение магмы водой происходит, по его мнению (Осборн, Ройдер, 1963; Осборн, 1964), только в орогенных областях, в то время как в неорогенных областях она остается практически сухой.

К другому выводу пришел В. В. Золотухин (1964) на основании анализа обширного материала по интрузивным комплексам и лавовым сериям Сибирской платформы и Закарпатья (орогенная область). Он считает, что решающим фактором, определяющим путь дифференциации базальтовой магмы, является не геоструктурное положение области (ороген или не ороген), где она внедряется, а глубинность и тектонические условия, главным образом дизъюнктивная и трещинная тектоника, создающая благоприятную обстановку для фильтрации воды и ее проникновения в магму.

Примером этому могут служить дифференцированные интрузии Сибирской платформы. Ее северо-западная окраина, представляющая собой перикратонную область с многочисленными глубинными разломами и массой менее значительных тектонических нарушений, насыщена дифференцированными интрузиями норильского типа (по Осборну, известково-щелочное направление дифференциации). Аламджахская и Анакитская интрузии, располагающиеся соответственно в центральной и западной частях платформы, где тектоническая обстановка была значительно спокойнее, кристаллизовались по скаергардскому пути.

Таким образом, направленность процессов дифференциации связана с поведением летучих и прежде всего с количеством воды в первоначальном расплаве. Содержание воды в магме обуславливает парциальное давление кислорода (Кеннеди, 1950, 1957), и поэтому его количественная оценка имеет важное значение для понимания процессов формирования дифференцированных интрузий. С этой целью мы рассчитали $p\text{O}_2$ по методу Дж. Кеннеди (1950) для всех дифференциатов интрузии, используя средние химические составы этих дифференциатов (см. табл. 9). Результаты расчетов сведены в табл. 13. При сравнении полученных результатов устанавливается, что наиболее ранние дифференциаты интрузии (пикритовые и оливин-биотитовые габбро-долериты) формировались при более низком парциальном давлении кислорода, чем ее верхние горизонты, $p\text{O}_2$ в которых было (при той же температуре) на порядок выше. По-видимому, первоначальный расплав, поступавший в камеру интрузии, содержал очень малое количество летучих и его дифференциация вплоть до образования дифференциатов, обогащенных оливином, происходила при очень низком $p\text{O}_2$. Дальнейшая кристаллизация расплава шла при

Парциальные давления кислорода для пород интрузии Норильск II (в атм.)

Порода разреза	Температура, °С				
	1300	1200	1100	1000	900
Контактные габбро-долериты (нижние)	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$(2,6 \cdot 10^{-5})^*$	$3,01 \cdot 10^{-6}$		
Контактные габбро-долериты (верхние)	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-6}$		
Пикритовые габбро-долериты	$(3,2 \cdot 10^{-5})$	$5,7 \cdot 10^{-6}$	$6,5 \cdot 10^{-7}$		
Оливин-биотитовые габбро-долериты	$(5,4 \cdot 10^{-5})$	$9,7 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$		
Оливиновые габбро-долериты	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$(2,6 \cdot 10^{-5})$	$3,01 \cdot 10^{-6}$		
Безоливиновые габбро-долериты	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$(4,8 \cdot 10^{-5})$	$5,5 \cdot 10^{-6}$		
Габбро-диориты		$7,9 \cdot 10^{-5}$	$(9,0 \cdot 10^{-6})$	$7,2 \cdot 10^{-7}$	
Такситовые габбро-долериты (нижние)			$3,01 \cdot 10^{-5}$	$(2,4 \cdot 10^{-6})$	$8,3 \cdot 10^{-8}$
Такситовые габбро-долериты (верхние)			$4,5 \cdot 10^{-6}$	$(3,6 \cdot 10^{-7})$	$1,2 \cdot 10^{-8}$
Пегматондные габбро-долериты			$1,5 \cdot 10^{-6}$	$(1,2 \cdot 10^{-7})$	$4,2 \cdot 10^{-9}$

* В скобках указаны наиболее вероятные величины p_{O_2} для различных дифференциатов интрузии.

более высоком и постоянном парциальном давлении кислорода, при подтоке воды из внешней среды. На возможность такого процесса указывал Кеннеди (1957), который писал, что вода может диффундировать в магму при условии, что сухой горячий расплав интрузирует в холодные влажные породы. При этом температура пород вблизи магмы будет быстро возрастать, и соответственно в них может быстро увеличиться парциальное давление воды при условии, если вода в порах не может легко сообщаться с земной поверхностью.

В рассматриваемом случае таким экраном служат породы туфолаво-вой толщи триаса (см. рис. 20), а коллекторами воды карбонатно-глинистые отложения палеозоя и грубообломочные породы тунгусской толщи. Как уже отмечалось выше, формирование интрузии происходило в глубоко проработанной тектонической зоне и сопровождалось неоднократными подвижками, которые, вероятно, и создали благоприятные условия для поступления воды из внешней среды в магму. Из табл. 13 видно, что дифференциация расплава при заданных температурах смещалась в сторону повышения значений p_{O_2} от пикритовых габбро-долеритов к габбро-диоритам и несколько понижалось с падением температуры, что характерно для интрузий с известково-щелочным направлением дифференциации. Полученные величины парциальных давлений кислорода нельзя рассматривать как абсолютные, так как при этом не учитывалось давление, оказываемое свободным водородом.

Температурный интервал кристаллизации интрузии оценивается нами в $150-200^\circ$ ($1300-1100^\circ$ С) по следующим соображениям. Как известно, по экспериментальным данным и петрографическим наблюдениям «сухие» базальтовые расплавы кристаллизуются в узком температурном интервале $50-100^\circ$ (Заварицкий и Соболев, 1961; Йодер и Тилли, 1965 и др.), который несколько увеличивается при фракционной кристаллизации и накоплении летучих в верхних частях камеры. Для интрузии Норильск II начальная температура кристаллизации пикритовых габбро-долеритов (1300° С) взята по аналогии с интрузией Норильск I, где она была установлена В. В. Золотухиным (1964) при экспериментальном

плавлении этих пород при различных температурах. Температура кристаллизации пегматоидных габбро-долеритов интрузии, образующих среди безоливиновых габбро-долеритов линзовидные тела и шлировидные участки, была определена нами по эвтектическим срастаниям плагиоклаза (№ 43) и железистого клинопироксена (~40% геденбергитовой молекулы) в этих породах. По тройной системе альбит — анортит — диопсид (Заварицкий и Соболев, 1961) температура «сухой» эвтектики диопсид — плагиоклаз № 43 равна 1200° С. Зная глубину формирования интрузии (1300—1400 м), мы можем внести температурную поправку на давление паров воды при 400 атм и, учитывая данные Йодера (Yoder, 1957), снизить температуру до 1100° С. Далее, принимая во внимание соображения Фогта и В. С. Соболева (Заварицкий и Соболев, 1961) о линейной зависимости между температурой плавления пироксена и содержанием в нем железа, снизим температуру эвтектики еще на 100°. Таким образом, окончательная температура кристаллизации пегматоидных образований равна 1000° С. Температура кристаллизации пород, вмещающих пегматоидные габбро-долериты, будет, естественно, несколько выше. Для оливиновых и безоливиновых габбро-долеритов мы принимаем ее равной 1200° С, а для габбро-диоритов она будет несколько ниже (~1150° С), что совпадает с данными других исследователей (Соболев, 1936; Годлевский, 1959; Ревердатто, 1963; Золотухин, 1964).

Повторное околотрещинное расплавление пород интрузии с образованием такситовых габбро-долеритов, вероятнее всего, происходило в интервале температур 1000—1100° С, когда блок пород, в котором формировались такситы, затвердел, а сопряженный блок лишь закристаллизовался и был способен отдавать летучие компоненты в образующиеся расколы первого блока. Формирование такситов происходило при интенсивном нарастании общего давления летучих компонентов (главным образом воды), которое достигало величины порядка 1000 атм и более. Эта цифра была получена по расчетной таблице Дж. Кеннеди (1950), в которой приводятся величины давлений летучих в расплаве в зависимости от значений p_{O_2} и температур. Таблица составлена с учетом 0,163 объемных процента H_2 в газовой смеси, как это было определено для лав Халемау.

Содержание водорода в газовой смеси при формировании такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск II, по-видимому, было несколько иным, но оценка порядка цифр давления летучих компонентов вряд ли от этого изменится. Давление летучих в других дифференциатах интрузии, определенное по той же таблице Кеннеди (1950), оценивается цифрой 300—800 атм. В пикритовых и оливинбиотитовых габбро-долеритах, сформировавшихся при минимальном количестве летучих в расплаве, оно несколько ниже 300 атм, а в габбро-диоритах, кристаллизовавшихся в обстановке повышенного содержания летучих в магме, достигает 700—800 атм. В целом эти цифры соответствуют величине общего давления нагрузки вышележащих пород, хотя являются в достаточной степени относительными.

Кристаллизация наиболее ранних дифференциатов интрузии (пикритовых и оливин-биотитовых габбро-долеритов) происходила при общем давлении летучих компонентов меньшем, чем литостатическое давление пород кровли. Это можно расценивать как свидетельство того, что в первоначальном расплаве на первых этапах кристаллизации количество летучих было минимальным и не достигало насыщения, возможного при этих условиях¹. Если к этому добавить, что температура магмы, посту-

¹ Подобные же очень низкие значения p_{O_2} и общего давления газовой смеси (по сравнению с давлением нагрузки) были получены для троктолитовых долеритов Аламдахской интрузии, магма которой считается практически «сухой» (Золотухин, 1964).

павшей в камеру интрузии, была выше 1300°C (протовыделения оливина отсутствуют в контактовых габбро-долеритах), то содержание летучих (воды) в первоначальном расплаве едва ли достигало 1%, что подтверждается также экспериментальными работами по растворимости воды в мафических расплавах (Хитаров и др., 1959; Hamilton a. oth., 1964). Отсутствие таких водных алюмосиликатов, как роговая обманка и биотит среди первичных минералов интрузии, указывает на то, что содержание летучих в магме было также низким и на последующих этапах кристаллизации, несмотря на подток воды из пород экзоконтакта.

Экспериментальными работами последних лет (Yoder, 1954, 1955, 1957; Кеннеди, 1950, 1957; Хитаров и др., 1959; Hamilton a. oth., 1964; Йодер и Тилли, 1965 и др.) установлено, что растворимость воды в базальтовых магмах увеличивается с повышением давления при одной и той же температуре, а с повышением температуры расплава при одном и том же давлении, наоборот, растворимость воды уменьшается. Правда, в работе Хитарова и др. (1959) приведены данные об увеличении растворимости воды с повышением температуры расплава, но, как справедливо отмечено в работе Гамильтона и др. (Hamilton a. oth., 1964), это легко объяснимо низкими начальными температурами эксперимента, при которых часть расплава уже раскристаллизовалась. Экспериментально этими авторами было установлено, что растворимость воды в базальтовом расплаве равна 3,1 вес. % при 1000 атм. и 9,4 вес. % при 6000 атм. при постоянной температуре в 1100°C . При более низком давлении порядка 500 атм., отвечающем суммарному давлению внедрения ($P_{\text{лит}} + P_{\text{гидр}}$) интрузии Норильск II, растворимость воды в базальтах уменьшается до 1,0—1,5%.

Йодер и Тилли (1965), экспериментально изучавшие влияние воды на кристаллизацию базальтовых расплавов при различных термодинамических условиях, пишут, что «базальтовая магма, кристаллизующаяся на глубине в виде диабаза или габбро, должна характеризоваться очень низким содержанием воды. Если вода присутствовала и сохранилась во время кристаллизации, то магма, по-видимому, должна была кристаллизоваться в виде горнблендита или амфиболита. Базальтовая магма, кристаллизующаяся на поверхности или в близповерхностных условиях в виде базальта, должна либо терять воду при подъеме, либо быть преимущественно «сухой» с самого начала».

Изложенные выше общие представления об эволюции базальтовых расплавов в процессе их кристаллизации и наши данные по интрузии Норильск II позволяют сделать вывод, что в камеру интрузии поступал обогащенный магнием гомогенный высокотемпературный ($\sim 1300^{\circ}\text{C}$) расплав, содержащий минимальное количество ($< 1\%$) растворенных летучих компонентов. Кристаллизация расплава происходила на первых этапах (формирование габбро-долеритов, обогащенных оливином) в условиях очень низких значений p_{O_2} и общего давления газовой смеси (ниже давления нагрузки). В дальнейшем тектонические подвижки, имевшие место в процессе формирования интрузии, создали благоприятные условия и способствовали подтоку воды извне, что придало дифференциации расплава определенную направленность — по известково-щелочному пути (по Осборну) в условиях постоянного парциального давления кислорода.

Повторное околотрещинное расплавление пород интрузии происходило при интенсивном нарастании общего давления газовой смеси (до 1000 атм. и более) с образованием легкоподвижной, насыщенной летучими компонентами «вторичной» магмы, из которой затем кристаллизовались грубозернистые пегматоидного облика породы — такситовые габбро-долериты.

Дифференцированные интрузии Норильского района оказывают значительное метаморфизирующее воздействие на вмещающие породы. Контактные роговики и метасоматиты этих интрузий изучались многими исследователями (Яковлева, 1947, 1948; Годлевский, 1959; Виленский и др., 1964; Юдина, 1965 и др.). В последнее время (Виленский и др., 1964; Юдина, 1965) сделана попытка классифицировать метаморфические и метасоматические явления, происходящие в экзоконтактах дифференцированных массивов, в зависимости от геологической обстановки, условий формирования интрузий, температурности процесса и состава вмещающих пород.

Изучение контактовых роговиков и метасоматитов любой интрузии является большой вполне самостоятельной задачей. Поэтому в настоящем разделе мы рассмотрим только некоторые метаморфические и метасоматические ассоциации, связанные с контактовым воздействием интрузии Норильск II на вмещающие породы.

Большой запас магматического тепла и высокая начальная температура расплава при незначительной глубине его внедрения обусловили широкое развитие явлений термального метаморфизма в породах экзоконтакта интрузии Норильск II. Высокотемпературные контактовые роговики окружают массив сплошным ореолом, мощность которого колеблется в пределах первых метров, а также встречаются в виде ксенолитов среди дифференциатов интрузии.

Интрузия Норильск II, как указывалось выше, прорывает разновозрастные и разнообразные по литологическому составу породы девона, перми и триаса. Основная часть интрузии располагается в отложениях туфолавовой толщи триаса и меньше — в песчано-сланцевых отложениях тунгусской серии. Северо-восточная выклинивающаяся часть интрузии и ее дайкообразный ствол (разведанная часть) прорывают карбонатно-глинистые отложения девона.

В результате термального метаморфизма этих пород образовались роговики, минералогический состав которых зависит от литологического состава исходных толщ. Наиболее интенсивный метаморфизм испытали ксенолиты вмещающих пород, находившиеся под воздействием высоких температур более длительное время, чем породы экзоконтакта.

Термальное воздействие расплава на породы туфолавовой толщи проявилось в их перекристаллизации и образовании маломощных (от долей метра до 3—5 м) зон пироксен-плаггиоклазовых роговиков с гранобластовой структурой и порфиробластами (до 1,5 мм) ярко-оранжевого биотита, плеохроирующего до бесцветного. В сторону от контакта роговиковые структуры постепенно сменяются структурами нормальных базальтов. Контакт интрузии с породами вулканогенной толщи не всегда резкий. Иногда он настолько незаметен, что провести четкую границу между контактными габбро-долеритами и пироксен-плаггиоклазовыми роговиками весьма затруднительно.

Изменение осадочных пород тунгусской серии в контакте с интрузией более значительно, чем пород туфолавовой толщи. Магматическое воздействие на ксенолиты пород тунгусской серии было описано выше. Такие же явления брекчирования, активизации вещества (выплавление гранитной эвтектики) и его частичной ассимиляции (появление гибридно-метасоматических образований) имеют место в узкой зоне непосредственно экзо- и эндоконтакта интрузии.

Термальный метаморфизм кварц-полевошпатовых песчаников проявился в их незначительном уплотнении и перекристаллизации цемента в агрегат слюдистых минералов и карбонатных зерен. Кварцевые песчаники превращены в сливные кварцитовидные породы с гранобластовой



Рис. 45. Новообразования форстерита (*Fo*) в ксенолите мраморизованного известняка. Николи+, увел. 25, шл. 653ж

структурой. Тонкозернистые алевролиты и аргиллиты изменены до узловатых и пятнистых сланцев с новообразованиями слюдястых минералов, силлиманита и кордиерита. Ассоциация таких минералов, как кордиерит, силлиманит, калишпат, биотит, кварц, сфен, весьма характерна для метаморфизованных алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев.

Кордиерит ($2V = -48^\circ$; $N_g = 1,559$; $N_p = 1,550$) образует округлые зерна и реже короткопризматические сдвойникованные метакристаллы, размер которых не превышает 0,8—1,0 мм. Иногда (в углистых сланцах) зерна кордиерита занимают до 60% площади шлифа. С периферии зерна кордиерита нередко замещаются чешуйками бесцветного хлорита, а их центральные части заняты скоплениями частиц графитизированного угля. В других шлифах хлорит или кварц, как правило, полностью замещают зерна кордиерита.

Силлиманит ($N_g = 1,679$; $N_p = 1,658$) является обычным минералом метаморфизованных пелитоморфных пород, в которых он встречается в виде скоплений волосовидных и тонкоигольчатых (до 0,5 мм) кристалликов без концевых граней, окрашенных в светло-бурый цвет.

Небольшие (0,5—1,5 мм) буроватые зерна калишпата встречаются совместно с кордиеритом. Судя по четким границам, оба минерала находятся в равновесии.

Биотит сохранился лишь в виде редких бурых листочков среди более позднего желтовато-зеленого почти не плеохроирующего слюдястого минерала, который развивается по всем другим минералам. С такими участками нередко ассоциируют зерна сфена.

Карбонатно-глинистые отложения девона в большинстве своем превращены в плотные тонкозернистые породы с раковистым изломом и едва заметной слоистостью. Они содержат скопления мелких кристалликов граната гроссуляр-андрадитового состава и зеленого клинопироксена. В пикритовых и такситовых габбро-долеритах были встречены небольшие (до 0,3 м) ксенолиты мраморизованных известняков с гранобластовой

структурой, содержащие мелкие зерна магнетита и новообразования оливина, кучные скопления ксеноморфных (0,2—1,5 мм в поперечнике) зерен которого неравномерно распределены по площади шлифа (рис. 45). По оптическим свойствам ($2V = +82^\circ$; $Ng = 1,666$; $Np = 1,630$) оливин соответствует форстериту, его крайней магнетиальной разности.

Краткое описание наблюдаемых минеральных ассоциаций контактовых роговиков интрузии Норильск II говорит о том, что они отвечают пироксен-роговиковой температурной фации (Тернер и Ферхуген, 1961; У. Файф и др.), интервал давлений нагрузки и глубин формирования которой согласуется с нашими геологическими представлениями об условиях становления интрузии Норильск II. Появление форстерита в породах, недосыщенных кремнеземом, указывает на достаточно высокие температуры образования контактовых роговиков. В контактовых роговиках Талнахской интрузии, формирующейся в сходных условиях, форстерит устойчив с монтичеллитом и диопсидом (Юдина, 1965), что свидетельствует о максимальных температурах порядка $800—820^\circ\text{C}$, возможных для пироксен-роговиковой фации — по экспериментальным данным Харкера и Таттла (Harker and Tuttle, 1956).

Последующая высокотемпературная стадия скарнообразования и среднетемпературные метасоматические процессы проявились в экзоконтакте интрузии Норильск II в небольших масштабах.

Незначительные скарнопроявления отмечаются лишь в кровле экзоконтакта интрузии, где они развиваются по базальтам, образуя мало-мощные прожилки и небольшие (от долей сантиметра до 2—5 см) линзовидные тела. Сложены такие участки гранатом гроссуляр-андрадитового состава ($N \geq 1,780$), клинопироксеном ($Ng = 1,714$; $Np = 1,688$; $cNg = 44^\circ$; $2V = +48^\circ$), пренитом и кальцитом. Количественные соотношения этих минералов различные. Пренит и кальцит, по-видимому, относятся к более низкотемпературным образованиям, чем гранат и клинопироксен.

Минералогия и условия генезиса подобных зон скарнопроявлений были описаны нами ранее для интрузии Норильск I (Золотухин, Васильев, 1964).

В зоне экзоконтакта, а также среди автометаморфизованных пород интрузии Норильск II широким развитием пользуются минералы среднетемпературной стадии метаморфизма, представленные кальцитом, пренитом, апофиллитом, клинопироксеном, эпидотом, пумпеллитом, пиритом. Наряду с обычными разностями среди серии этих минералов был встречен высокожелезистый пренит и необычайно высокожелезистый пумпеллит, которые в минералогической литературе ранее не описывались.

Минералы этой стадии замещают более высокотемпературные скарнопроявления, породы интрузии и экзоконтакта, образуя среди них пятнистые агрегативные скопления и неправильной формы прожилки, обычно выполненные биминеральными ассоциациями (пренит-кальцитовый, пренит-эпидотовый, пренит-пумпеллитовой и т. п.). Встречаются также и многоминеральные парагенезисы.

В дальнем экзоконтакте интрузии Норильск I совместно с высокожелезистым пренитом и высокожелезистым пумпеллитом был встречен оабингтонит, железистый клинопироксен и пирит. Минералогия и условия генезиса этой оригинальной ассоциации разбираются в отдельной работе (Золотухин и др., 1966).

* * *

На основании всего изложенного выше материала можно сделать следующие выводы.

1. Интрузия Норильск II приурочена к зоне сбросов северо-восточного простирания и имеет форму морфологически сложно построенной крутопадающей дайки с двумя пологими хонолитоподобными ответвле-

ниями. В северо-восточном направлении интрузия выклинивается как по простиранию, так и с глубиной.

2. Все многообразие пород интрузии явилось результатом эволюции траппового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации, имевшей сложный гравитационно-кинетический характер. Кристаллизация магмы имела направленный характер от выклинивающихся участков к дайкообразному стволу интрузии и одновременно снизу вверх — от пикритовых габбро-долеритов к габбро-диоритам. Образование контактовых габбро-долеритов происходило до момента кристаллизации основной массы кристаллов магнезиального оливина, при гравитационной отсадке которого сформировался горизонт пикритовых габбро-долеритов. Степень совершенства дифференциации при прочих равных условиях находится в прямой зависимости от формы камеры (в дайкообразном стволе она практически отсутствует).

Результатом дифференциации явилось закономерное изменение составов породообразующих минералов (оливинов, пироксенов, плагиоклазов) и их количественных соотношений в вертикальном разрезе интрузии. Вверх по разрезу возрастает железистость фемических минералов и уменьшается основность плагиоклаза. В этом же направлении в дифференциатах интрузии увеличивается содержание плагиоклаза и уменьшается количество фемических минералов, особенно оливина.

3. Петрохимический анализ пород интрузии полностью подтверждает изложенные выше закономерности в поведении главных породообразующих минералов при кристаллизации магматического расплава. По мере развития процесса дифференциации имеет место направленное изменение состава расплава в сторону его обогащения кремнеземом и щелочами и обеднения окислами железа и магния, что характерно для базальтовой магмы, фракционная кристаллизация которой происходит при постоянном или незначительном изменении парциального давления кислорода (Осборн, 1959, 1964).

Расчеты pO_2 для всех дифференциатов интрузии, сделанные по методу Дж. Кеннеди (1950, 1957), а также их петрографические и петрохимические особенности свидетельствуют о том, что поступающий в камеру интрузии обогащенный магнием высокотемпературный ($\sim 1300^\circ C$) трапповый расплав содержал минимальное количество летучих компонентов ($< 1\%$) и на первых этапах, когда происходило формирование габбро-долеритов, обогащенных оливином, кристаллизовался в условиях очень низких значений pO_2 и газовой смеси (ниже давления нагрузки). В дальнейшем тектонические подвижки, имевшие место в процессе формирования интрузии, способствовали подтоку воды извне, что придало дифференциации расплава вполне определенную направленность — по известково-щелочному пути в условиях постоянного парциального давления кислорода.

4. Внешне изотропные породы интрузии при микроструктурном анализе обнаруживают хорошо выраженные первичные магматические текстуры — планпараллельность и линейчатость, возникающие благодаря закономерной ориентировке кристаллов плагиоклаза и оливина при поступательном движении (внедрении) расплава и одновременно происходящих процессах кристаллизационной дифференциации и гравитации. Планпараллельность отражает плоскости ближайших контактов, а линейчатость — направление максимального растяжения магматического потока. Причинность ориентировки минералов, получаемой при расшифровке микроструктурных диаграмм, подтверждается статистической проверкой по методу « χ -квадрат» (Вистелиус, 1958).

По линейным текстурам четко устанавливаются два основных направления внедрения расплава при формировании интрузии Норильск II: северо-восточное — вдоль крутопадающего тектонического нарушения

того же простиранья, и северо-западное — по пологим трещинам скола, сопряженным с этим разломом, с образованием хонолитоподобных «язычков», имеющих общий дайкообразный ствол.

Структурно-морфологические особенности хонолитоподобных «язычков» свидетельствуют о последовательном разновременном характере заполнения их камер. Расплав внедрялся в тектонически проработанную зону, и поэтому формирование камер происходило главным образом за счет поднятия («всплывания») блоков кровли под действием гидростатического давления. По нашим подсчетам, величина давления внедрения не превышала 500 кг/см^2 .

Используя мощность нижних контактовых габбро-долеритов как временной репер, удалось рассчитать минимальное время заполнения камер пологих «язычков», скорость движения расплава в них, а также время гравитационной отсадки оливина.

5. Особое положение в разрезе интрузии занимают такситовые габбро-долериты, являющиеся ее основным рудоносным горизонтом. Среди других дифференциатов интрузии такситовые габбро-долериты залегают в виде линзовидных и жилообразных тел различной мощности, оказывают термальное воздействие на вмещающие их интрузивные породы и содержат ороговикованные ксенолиты этих пород, что свидетельствует о более позднем происхождении такситовых габбро-долеритов. С другой стороны, характер взаимоотношения такситов с вмещающими породами, их петрографические, петрохимические и петроструктурные особенности говорят о кристаллизации такситов из «вторичной» магмы. Прерывистые подвижки интрузивного тела приводят к возникновению расколов в затвердевших блоках и повторному околотрещинному расплавлению раскаленных пород при интенсивном нарастании общего давления газовой смеси (главным образом паров воды), поступавшей в эти расколы из сопряженных, неполностью раскристаллизованных блоков. Экспериментальные работы (Yoder, 1955; Юдер и Тилли, 1965) и сделанные нами некоторые количественные оценки подтверждают вероятность такого механизма формирования такситовых габбро-долеритов. Насыщенная летучими компонентами, легкоподвижная «вторичная» магма является родоначальной для грубозернистых пегматоидного облика пород — такситовых габбро-долеритов, а также генерирует как рудоносные, так и пострудные автотермические растворы.

В интрузии Норильск II, как и в интрузии Норильск I (Золотухин, 1963, 1964), устанавливается вполне определенная зависимость в распределении вкрапленного сульфидного оруденения, ассоциирующих с ними реакционных минералов и такситовых габбро-долеритов.

6. Термальное воздействие интрузии на ксенолиты и породы экзоконтакта проявилось в образовании гибридно-метасоматических пород и контактовых роговиков, состав которых зависит от литологического состава исходных пород, а минералогические ассоциации говорят об их принадлежности к пироксен-роговиковой температурной фации (Тернер и Ферхуген, 1961). Последующие процессы скарнирования и образования средне- и низкотемпературных метасоматитов в экзоконтакте интрузии проявились в незначительных масштабах.

7. На основании морфологических и петроструктурных особенностей массива можно предполагать и более низкое стратиграфическое положение еще не известных нам, пологих дифференцированных тел, отходящих от дайкообразного ствола интрузии.

СТРОЕНИЕ И ЧЕРТЫ ПРОТОТЕКТОНИКИ НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ЧЕРНОЙ

Дифференцированная интрузия горы Черной Норильского района находится в непосредственной близости от интрузии Норильск I и Норильск II (рис. 46). Все три упомянутые интрузии локализируются вблизи субмеридионального сброса «Медвежьего ручья». Благодаря этому геологи, исследовавшие их, склонны связывать магмоподводящие каналы с трещинами скола, сопряженными с этим же доинтрузивным крупным сбросом, который лишь омолаживался позже. При этом предполагается общность магматического очага для всех трех интрузий, что выражено М. Н. Годлевским (1959) в осторожной форме и более категорично И. А. Коровяковым и др. (1963).

По нашему мнению, из сравнения средних химических составов этих интрузий, приведенных Коровяковым и др. (1963), вытекает, если не полное совпадение, то вполне достаточная близость, чтобы говорить для них о едином магматическом очаге, вскрываемом разломом «Медвежьего ручья». С другой стороны, как было показано ранее (Касатки, 1958), корни интрузии Норильск I уходят далеко на юг и причленяются к крутопадающей интрузивной зоне, локализующейся в полосе того же сброса, что предполагает общность подводящего канала для интрузий Норильск II и Черная и отдельный — для интрузии Норильск I.

Интрузия горы Черной, как установлено бурением, также является сложным пластообразным телом с корытообразным поперечным сечением, т. е. хонолитом, и вытянута в широтном направлении, локализуясь между породами тунгусской серии и мергелями девона. Интрузия залегает согласно с вмещающими породами и погружается к ЗСЗ $\angle 8-10^\circ$, в конце концов, очевидно, пересекаясь с сбросом Медвежьего ручья, где предполагаются ее корни. Северный борт интрузии утолщен. Только в восточной части выходов интрузии наблюдаются плохо обнаженные породы нижних дифференциатов. Большая часть имеющихся выходов (в том числе и прекрасный разрез по ручью Звонкому) принадлежат верхним дифференциатам, в основном безоливиновым и пегматоидным габбро-долеритам, а также гибридным породам. Средняя мощность интрузии 200 м. Интрузия имеет асимметричное расслоенное строение. Петрографический состав пород дифференциатов и последовательность их распределения по разрезу близки к таковым интрузии Норильск I (см. табл. 14 и 15).

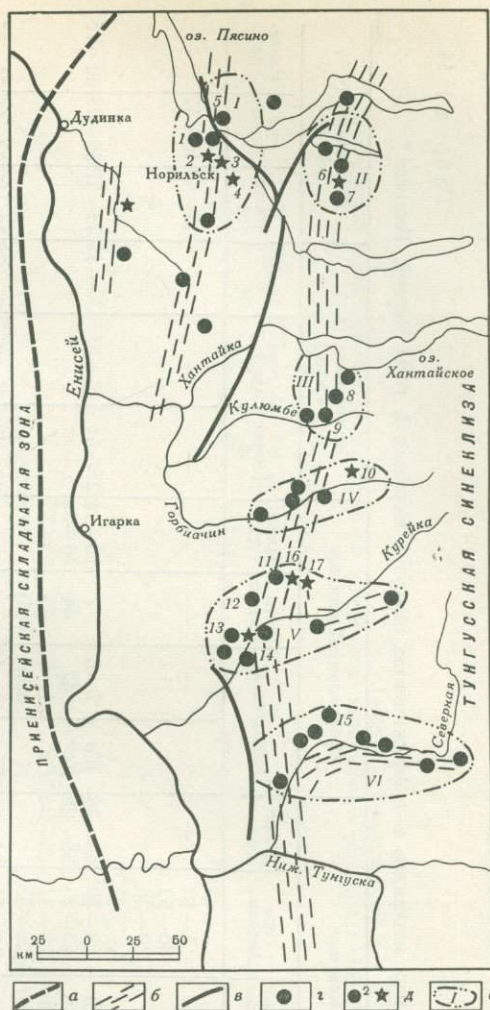
Характеристика состава главнейших породообразующих минералов для всех дифференциатов интрузии, исходя из имеющихся кристаллооптических констант минералов, представлена нами в табл. 14 «пределов составов». Для сравнения здесь же приведены пределы составов и для минералов интрузии Норильск I. Можно видеть большую близость, а также перекрытие интервалов составов в интрузиях Норильск I и горы

Рис. 46. Схема расположения дифференцированных трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы (по Виленскому и др., 1963)

а — граница Сибирской платформы; *б* — зона разломов, *в* — осевые линии валлообразных поднятий, *г* — дифференцированные интрузии, *д* — рудоносные интрузии габбро-долеритов, *е* — рудные узлы:

I — Норильский, *II* — Имандинский, *III* — Хантайский (Кулюмбинский), *IV* — Горбиачинский, *V* — Курейский, *VI* — Северореченский

Цифры на схеме: 1 — гора Зуб, 2 — Норильск I, 3 — Норильск II, 4 — гора Черная, 5 — Талнахская, 6 — Имангда, 7 — Накохоз, 8 — Галельская, 9 — Кулюмбинская, 10 — Верхне-Горбиачинская; 11 — Джембульская, 12 — ручья Нижнего I и II, 13 — Второго порога, 14 — Булатная, 15 — Колю, 16 — Озерная, 17 — Подкова, 18 — Нижнефокинская. Звездочкой обозначены исследованные нами интрузии



Черной для оливинов, авгит-пижонитов, субкальциевых пижонитов (клиногиперстенов), ортопироксенов и плагиоклазов. Для авгит-пижонитов горы Черной наблюдается меньшая интенсивность нарастания железистости по мере дифференциации, чем в интрузии Норильск I. Весь интервал составов для минералов интрузии горы Черной следующий: оливин — 14—35% *Fa*; авгит-пижонит — 15—43%, но отмечено даже 66% геденбергитового компонента в амфиболизированных верхних габбро-долеритах; ортопироксен — 14—37% *Fs*, субкальциевый пижонит (клиногиперстен) — 20—44% *Fs*, плагиоклаз — 96—60%, до 40% анортитового компонента в верхних амфиболизированных разностях.

Размер кристаллов и структурные особенности пород близки к таковым интрузии Норильск I. Сульфидное оруденение представлено пентландит-халькопирит-пирротиновой вкрапленностью и редко жилами. Вкрапленность сульфидов сопровождается проявлением биотита, роговой обманки, магнетита. Сульфиды приурочены к нижней части интрузии и, видимо, тяготеют к контакту с вмещающими породами. Наиболее обогащены сульфидами такситовые габбро-долериты, которым отвечает нижний максимум серы (см. рис. 47) на вариационной диаграмме химического состава. Намечается также небольшой верхний максимум серы, отвечающий верхним пегматоидным безоливиновым габбро-долеритам.

Средний химический состав дифференциатов интрузии приводится в табл. 16. По этим данным построены окисловые профили через интрузию и вычислены коэффициенты фракционирования (рис. 47)¹.

¹ Интересно сравнить эту диаграмму с окисловыми профилями для интрузий Норильск I и II (см. рис. 88 и 16).

Таблица 14

Пределы составов (по оптическим данным) главнейших минералов в дифференциатах интрузий Норильск I, горы Черной, Имангда *

Горизонты интрузий	Оливин (в % Fa мол.)			Авгит-пижонит			Субкальциевый пижонит			Ортопироксен (в % Fs мол.)			Плагиоклаз (в % Al мол.)				
	Норильск I	гора Черная	Имангда	Норильск I	гора Черная	Имангда	Норильск I	гора Черная	Имангда	Норильск I	гора Черная	Имангда	Норильск I	гора Черная	Имангда		
Призматически зернистые амфиболизированные габбро-долериты	—	—	—	<i>Di</i>	—	4—10	—	—	—	—	—	—	—	—	30—49	40—42	—
Призматически офитовые и офитовые габбро-долериты	26—26 (24—30)	25—35 (25—32)	20—35	<i>Hed</i>	25—26	29—49	40—38	<i>Wo</i>	7—5	7	15—14	27—41	18—37	38—44	55—79	60—79	60—75
				<i>Klen</i>	51—38	43—20	35—28	<i>Fs</i>	42	44	30—39						
				<i>f'</i>	24—36 (38—46)	28—31 (28—43)	25—34	<i>En</i>	51—53 (45)	49 (44)	55—47						
Пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты	10—26 (16—18)	16—32 (15)	15—32	<i>Di</i>	35—33	49—51	34—52	<i>Wo</i>	12—10	—	—	23—26	21—25	23—38	70—89	76—96	71—85
				<i>Hed</i>	26—34	20—19	30—21	<i>Fs</i>	23—26			(23)	(21)				
				<i>Klen</i>	39—36 (26)	34—30 (18—23)	36—27	<i>En</i>	66—64 (25)	<i>f'</i>							
Пикритовые габбро-долериты	10—25 (14—18)	14—19 (14—22)	10—23	<i>Di</i>	51—47	45—70	52—54	—	—	—	—	17—26	14—24	15—28	80—99	80—96	71—87
				<i>Hed</i>	19—10	22—15	21—15				(19—21)	(18—19)					
				<i>Klen</i>	30—43 (10—14)	33—15 (6—14)	27—31										
Такситовые и контактовые габбро-долериты	17—30 (21—27)	26—29 (27)	17—35	<i>Di</i>	46—43	21—41	—	<i>Wo</i>	—	11—13	—	26—32	20—37	23—30	70—89	60—79	64—80
				<i>Hed</i>	32—11	38—23		<i>Fs</i>	27—20		(32)	(28)					
				<i>Klen</i>	22—46 (8—37)	44—36 (23—33)		<i>En</i>	62—67	<i>f'</i>							

* В таблице отражен фактический материал, опубликованный М. Н. Годлевским, А. Д. Баталевым, 1958; Е. В. Тугановой, 1960; И. А. Корвяковым и др., 1963. В скобках указываются значения железистости феррических минералов по Годлевскому и Баталеву (1958).

Интерпретация составов феррических минералов по оптическим данным, признанным нами удовлетворительными, производилась по соответствующим таблицам, приводимым Трегером (1958). Состав авгит-пижонитов выражен в % *Di*, *Klen*, *Hed*, компонентный состав субкальциевых пижонитов (клиноперстенов) выражен в % *Wo*, *Fs*, *En*.

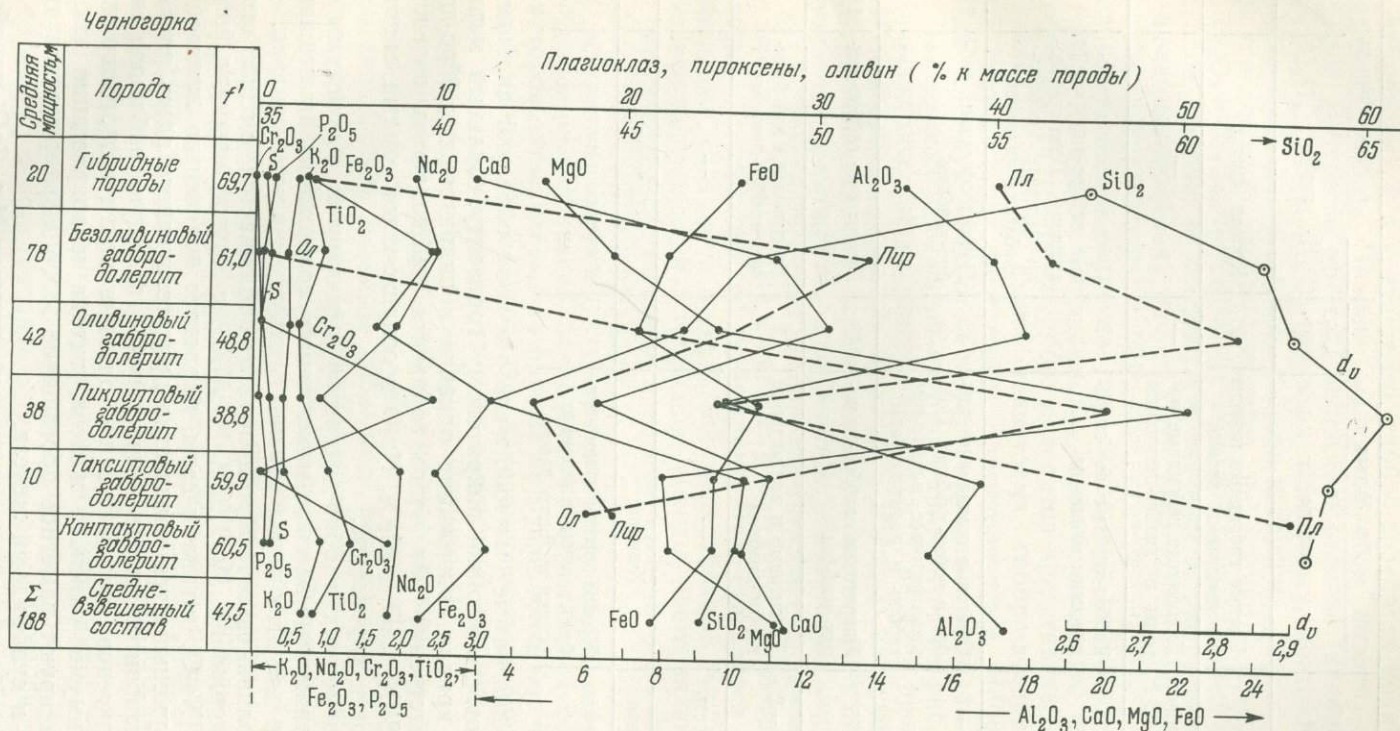


Рис. 47. Вариационная диаграмма окислов и распространения главнейших минералов по разрезу пород интрузии горы Черной (объяснение в тексте)

Таблица петрографического состава и строения дифференцированных трапповых интрузий горы Черной и р. Имангда (по М. Н. Годлевскому, 1959)

Горизонт	FeO : MgO, вес. %	Гора Черная		Река Имангда	
		порода	мощность, м	порода	мощность, м
А	Любое	Кислые гибридные породы с ксенолитами кровли	40	Кровля смыта	—
Б	Любое, в пегматитах >2	Диабазовые гибридные породы и диабаз-пегматиты	—	—	—
В	1—2	Габбро-диабазы со спорадическим оливином	32	Призматически-зернистые габбро-диабазы (с кварцем). Призматически-офитовые габбро-диабазы с оливином	15
					18
Г	0,75—1	Офитовые оливиновые габбро- и норит-диабазы. Пойкилофитовые оливиновые габбро- и норит-диабазы	30	Пойкилофитовые габбро-диабазы	14—29
			50		
Д	<0,75	Пикритовые габбро- и норит-диабазы	40	Пикритовые габбро-диабазы	15—25
Е	0,75—2	Такситовые и контактовые габбро-диабазы	8	Такситовые и контактовые габбро-диабазы	13
Средняя мощность		—	200	—	100 (неполная)
Форма интрузии		Хонолит		Хонолит	
Вмещающие породы		Кровля-породы пермо-карбона, почва-галогеенные осадки нижнего девона		Известняки силура	

На этой диаграмме¹ магний, железо и хром образуют сильные максимумы, соответствующие пикритовому горизонту. Сильный максимум образует и кривая содержания оливина в пикритовых габбро-долеритах. Соответственно для этого горизонта наблюдаются интенсивные минимумы SiO₂, CaO и Al₂O₃, Na₂O и сопряженные с ними минимумы плагиоклазов и пироксенов.

Для оливиновых габбро-долеритов отмечаются максимумы Al₂O₃ и CaO, сопряженные здесь с максимумом содержания плагиоклаза, в то же время для этих пород отмечен минимум железа и титана.

Для безоливиновых габбро-долеритов наблюдается, с одной стороны, падение содержаний MgO, CaO и Al₂O₃, с другой стороны, имеются максимумы Na₂O, титана и серы, нарастает количество железа. Соответственно уменьшается количество присутствующего здесь плагиоклаза (и он становится кислее — максимум натрия), но наблюдается максимум пироксенов (соответственно оливина почти нет). Сопряженные здесь максимумы окисного железа, титана и возрастание закисного железа фиксируют заметное обогащение этого дифференциата титаномагнетитом и сульфидами железа.

Верхние гибридные породы имеют минимум Mg, CaO, но обогащаются SiO₂, K₂ и P₂O₅. Наблюдается сопряженное резкое уменьшение

¹ Для построения диаграммы использованы анализы, приводимые И. А. Коровяковым и др. (1963).

содержания плагиоклаза и пироксена за счет возрастания количества микропегматита и кварца.

Нижний такситовый горизонт имеет максимум серы и минимум хрома (и в пикритовых и в контактовых габбро-долеритах количество хрома значительно выше). Нижний максимум серы вызван присутствием сульфидов. Интересно отметить явственное отличие (например, в содержании Al_2O_3 , CaO и MgO) химизма такситовых, контактовых габбро-долеритов и средневзвешенного состава интрузии.

В контактовых габбро-долеритах наблюдаются максимумы K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 и Cr_2O_3 , что связано с заметной концентрацией здесь рудных минералов. Из рис. 47 следует, что значение коэффициента железистости (фракционирования) растет в обе стороны от пикритовых габбро-долеритов, в контактовых габбро-долеритах он значительно выше, чем у средневзвешенного состава и приближается к коэффициенту такситовых габбро-долеритов. По-видимому, здесь большинство анализированных образцов контактовых габбро-долеритов представляют контактовую (закаленную) фацию самих такситовых габбро-долеритов. Максимум d_v соответствует пикритовым и троктолитовым габбро-долеритам, сильный минимум d_v соответствует гибридным породам. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород интрузии приводится на рис. 88.

Макроскопическое изучение, как правило, не дает представления о проявлении ориентированных текстур в породах интрузии, обнажающихся на поверхности, исключением является прикровельная часть интрузии, где многократно проявляются маломощные «линзы» и «пласты» крупнокристаллических долерит-пегматитов, субпараллельные верхнему контакту. Чем ближе к верхнему контакту, тем больше в среднезернистых безливиновых габбро-долеритах становится таких линз. Наконец, они сливаются в сплошной пегматоидный «прослой», выше постепенно переходящий в гибридные породы, часто включающие глыбы и многочисленные обломки в разной степени метаморфизованных песчаников из вмещающей толщи.

В результате микроструктурного изучения собранных по интрузии сориентированных образцов, проведенных Е. Булгаковой под руководством авторов, выяснилось, что породы интрузии обладают четкой ориентировкой кристаллов плагиоклаза. Закономерности распределения максимумов петроструктурных узоров, полученных на микроструктурных диаграммах, те же, что для интрузии Норильск I.

На сводной ориентирной диаграмме максимумов (за основу принят разрез по ручью Звонкому) можно видеть (рис. 48), что ореол главных максимумов $\perp (010)$ плотным «облаком» перекрывает местоположение нормали к наблюдавшемуся участку верхнего контакта. По конфигурации ореола максимумов $\perp (010)$ можно судить об ориентировке контакта в северной, а также в восточной части выходов интрузии, где планпараллельность отражает уже положение нижнего контакта, в значительной степени согласного с направлением верхнего. Ореолы максимумов, сопряженных с ореолом (010) , дают возможность наметить ореол максимумов $[100]$, построенных графически и указывающих направление растягивающих усилий в магме в процессе формирования видимого участка интрузии.

Судя по совпадению направлений $[100]$ кристаллов плагиоклаза и вытянутости тела интрузии, включая подземный контур ее, определенный бурением, можно говорить о том, что ореол $[100]$ фиксирует в данном случае направление линий течения в магме. Для северной и восточной части выходов интрузии направление линий течения $BЮВ \angle 5-10^\circ$. Для юго-западного участка широкого развития гибридных пород отмечен встречный поворот линий течения, обусловленный глубоким проникновением выступа вмещающих пород в тело интрузии. На петрострук-

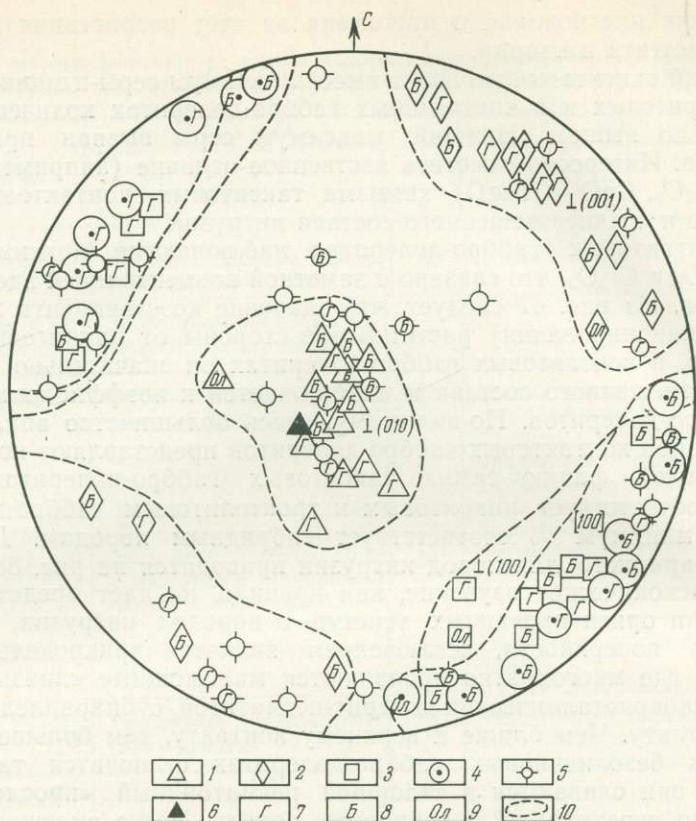


Рис. 48. Сводная ориентирная диаграмма максимумов плагиоклаза пород горы Черной (разрез по ручью Звонкому)

1 — максимумы $\perp(010)$, 2 — максимумы $\perp(001)$, 3 — максимумы $\perp(100)$, 4 — максимумы $[100]$, полученные построением, 5 — нормали к плоскостям систем макротрещин, 6 — нормаль к наблюдаемой плоскости верхнего контакта интрузии с вмещающими породами, 7 — гибридные породы, 8 — безоливиновые габбро-долериты, 9 — оливиновые габбро-долериты, 10 — ограничения ореолов максимумов. Микроструктурные замеры Е. Булгаковой

турной схеме интрузии горы Черной (рис. 49) можно видеть положение линий течения магмы в этом участке (жирные стрелки, проведенные с учетом направления максимумов $[100]$). Здесь же проведены поперечные ответвления линий течения, фиксирующие проявление поперечных растягивающих усилий в магме и встреченные «турбулентные» завихрения в юго-западном участке выхода интрузии.

В северо-западной части обнаружено проявление среди пород интрузии сравнительно мощной дайки безоливиновых габбро-долеритов сходных с таковыми вмещающих пород. Залегание дайки почти вертикальное с меридиональным простираем. То же направление имеют наложенная трещиноватость и более крупные поздние дизъюнктивные нарушения на этом участке интрузии (см. рис. 49).

Интересно отметить полную преемственность ориентировки кристаллов плагиоклаза в пегматоидных габбродолеритах (обр. 588a) и в полого налегающих на них гибридных породах, ориентировка плагиоклаза в которых более детально показана отдельно в правом углу рис. 49 (обр. 588б и т. д., 590, 591). Такая преемственность ориентировки у кристаллов плагиоклаза пегматоидных габбро-долеритов (в составе 40% An) и гибридных кислых пород, где плагиоклаз приближается уже по составу к альбиту, дает возможность утверждать, что гибридизация пегматоидной магмы шла за счет ассимиляции песчаников на месте и

Таблица 16

Результаты химических анализов (вес. %) пород * прикровельной части интрузии горы Черной

Окисел	Образец													
	593в	593г	593д	593Ж	590б	590	588г	588а	587-5	703б	693	688а	699	70г
SiO ₂	67,93	60,13	68,68	56,69	70,57	51,66	67,20	55,60	55,83	50,26	48,49	49,62	48,92	49,88
TiO ₂	1,10	0,77	1,09	1,35	0,67	0,50	0,77	2,27	1,75	0,89	0,70	1,01	0,70	1,01
Al ₂ O ₃	11,40	13,68	10,58	17,31	11,76	25,05	15,83	11,37	11,78	14,58	20,24	16,72	20,09	15,12
Fe ₂ O ₃	2,48	1,81	1,80	2,60	1,00	0,25	—	3,11	3,53	3,02	1,78	2,16	2,47	2,77
FeO	2,44	6,46	3,95	6,46	2,88	1,58	2,94	7,26	10,22	8,33	5,32	7,04	5,32	8,05
CaO	1,02	1,30	1,22	1,02	2,31	0,77	0,63	6,09	3,95	11,36	13,09	12,32	13,09	10,78
MgO	3,97	4,50	3,73	4,51	1,59	3,23	3,27	2,90	3,44	5,81	5,56	5,44	5,50	7,26
Na ₂ O	3,37	3,37	3,10	0,70	4,72	3,23	5,80	4,04	4,92	2,53	1,82	2,09	1,62	2,70
K ₂ O	1,81	1,81	1,45	3,34	0,96	6,50	0,42	0,72	0,66	0,27	0,27	0,33	0,27	0,33
MnO	0,02	0,07	0,07	0,11	0,04	0,08	0,06	0,23	0,23	0,20	0,12	0,15	0,13	0,20
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	1,05	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,15	0,20	0,12	0,09	0,15	0,39	—	—	—	—	—	—
S	0,07	0,99	0,05	0,47	0,12	0,53	0,02	0,55	—	—	—	—	—	—
CuO	0,003	0,003	—	—	—	0,01	—	0,003	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
NiO	—	0,02	0,02	0,08	0,12	0,08	0,04	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,19	0,26	0,19	0,16	0,17	0,35	1,35	0,28	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	4,35	4,28	3,21	4,62	2,32	4,53	2,38	4,82	4,06	2,06	2,12	2,59	2,26	1,70
Сумма	100,29	99,66	99,30	99,63	99,38	99,49	100,87	99,64	100,38	99,33	99,52	99,48	100,39	99,82

* Названия пород и их краткая характеристика даны в тексте.

привела к вторичному изменению состава плагиоклаза уже после того, как он приобрел и сохранил первичную магматическую ориентировку.

Отметим также, что южнее последних выходов гибридных пород в русле Звонкого обнажаются странные черные порфиритообразные метаморфизованные песчаники, кое-где пересеченные маломощными жилами долеритов. Кое-где отчетливо заметно, что ореолы потемнения (в обычном состоянии светлых) песчаников связываются с проявлением таких жил долеритов вдоль крутых разрывных нарушений этого участка.

Можно заметить, что такая метаморфизация песчаников локализуется в пределах подземного контура интрузии на этом участке, но с удалением от него признаки метаморфизации песчаников исчезают.

Интересно сравнить данные химических анализов (изготовлены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР), начиная от габбро-долеритов к гибридным породам до метаморфизованных песчаников включительно (табл. 16). Нумерация проб и места их отбора из интрузива представлены на рис. 49. Из табл. 16 можно видеть закономерное нарастание количества SiO_2 , щелочей и уменьшение CaO , MgO при переходе от оливиновых (обр. 693, 688а, 699, 702г) и безоливиновых (обр. 703б) габбро-долеритов к гибридным породам (обр. 587-5, 588а, 590), гибридным породам (обр. 590б, 588г) и далее к метаморфизованным песчаникам (обр. 593в, г, д). Интересно отметить явно гибридный характер маломощной дайки долеритов (обр. 593ж), находящейся среди метаморфизованных песчаников (сравните с гибридными породами и метаморфизованными песчаниками). На диаграмме А. Н. Заварицкого эти образования располагаются между собственно габбро-долеритами, с одной стороны, и собственно гибридными породами и метаморфизованными песчаниками, с другой стороны. Часть гибридных и гибридных пород пересыщена глиноземом (появляется характеристика a^1). В заключение следует еще раз подчеркнуть уже отмечавшуюся М. Н. Годлевским (1959) несопоставимость гибридных пород по химическому составу с обычными кислыми изверженными породами (при одинаковых с ними характеристиках S они имеют меньшие a и большие v).

ЛЕЙКОКРАТОВОЕ ГАББРО

Гора Круглая

Лейкократовое габбро слагает силл, ответвляющийся к юго-западу и юго-востоку от нижней части основного тела интрузии горы Черной. На глубине он подсечен скважинами. Обнажается он на поверхности на склонах горы Круглой южнее 0,5 км от тела интрузии горы Черной. Видимая мощность его в пределах отдельных обнажений составляет до 10 м, общая мощность, возможно, значительно больше. Направление контакта (азимут падения) с перекрывающими его долеритами составляет 245—250°, $\angle 10$ —15°. Перекрывающие долериты заметно метаморфизованы силлом габбро, в них появляется биотит и признаки ороговикования. На протяжении 1 м от контакта характер структуры габбро меняется (габбровая, пойкилоофитовая, офитовая), и порода соответственно представляет собой габбро, габбро-долерит и в самом контакте с долеритами мелкозернистый габбро-долерит.

Дадим краткую характеристику пород в той же последовательности.

Лейкократовое габбро представляет собой грубозернистую породу со структурой от габбровой до призматическоофитовой.

Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, составляющий значительную часть всей массы породы, клинопироксен, магнетит.

Плагиоклаз представлен вытянутыми и таблитчатыми кристаллами двух генераций. Средние диаметры кристаллов первой генерации от $0,8 \times 1,5$ до $2,5-3,0$ мм. Вблизи контакта плагиоклаз деанортизирован и имеет в составе 32—39% анортитового компонента. В удаленных от контакта частях силла эта генерация плагиоклаза имеет в составе 92—82% анортитового компонента в центральных частях и 73—78% *Ап* в краевых частях зональных кристаллов.

Вторая генерация плагиоклаза имеет средние размеры ($0,8 \times 0,2$ мм), ($0,6 \times 0,4$ мм) до $0,3 \times 0,08$ мм. В составе ее в неизмененных частях породы 70—78% анортитового компонента. Обыкновенно зональность заметна слабо. Двойники имеются как простые, так и полисинтетические. Во многих случаях плагиоклаз интенсивно замещается агрегатом вторичных минералов, в основном пренитом. Как следует из расчета химического анализа лейкократового габбро горы Круглой (Годлевский, 1959)¹, в валовом составе плагиоклаза находится 72% анортитового компонента (Золотухин, 1966).

Клинопироксен образует гипидиоморфные зерна размером $0,8-1,2$ мм в диаметре, находящиеся обыкновенно в офитовых соотношениях с плагиоклазом, реже встречаются пойкилоофитовые взаимоотношения. Двойниковое строение не было отмечено. Угол $2V$ дает интервал (+) $50-50,5^\circ$, показатели преломления $N_g = 1,709-1,720$; $N_p = 1,688-1,700$ (измерены в иммерсии ($\pm 0,002$) во вскрытых шлифах). При расчете химического анализа породы на минералогический состав (Золотухин, 1966) для клинопироксена была получена следующая кристаллохимическая формула: $Ca_{0,72}Fe_{0,51}Mn_{0,01}Mg_{1,02}[Si_{1,87}O_6]$, железистость составляет 33,3%. Магнетит образует выделения неправильной формы $0,15-0,3$ мм в диаметре. Сульфиды кое-где дают кучные выделения изометричных кристаллов.

Вторичные минералы распространены неравномерно, выполняя интерстициальные промежутки между зернами, а также слагая целые участки в порде (пренит, карбонаты, хлорит-серпентиновый минерал, иддингсит-боулингитовый и т. д.). Расчет химического анализа породы на минералогический состав способом, описанным ранее (Золотухин, 1966), показал, что в ее составе находится 34,8% клинопироксена; 50,6 — плагиоклаза; 10,2 — ортоклаза; 1,9 — магнетита; 1,4 — ильменита; 0,5 — апатита и 0,5% пирротина.

Приконтактовая фация породы — габбро-долерит с пойкилоофитовой структурой, имея тот же минералогический состав, что и описанная выше разновидность породы, несколько более обогащена клинопироксеном, который слагает не менее 30% от массы всей породы.

Плагиоклаз представлен как изометричными таблитчатыми сечениями около $0,8$ мм в диаметре, так и вытянутыми размером $1,5 \times 0,3$ мм до $0,3 \times 0,08$ мм. Зональность плагиоклаза заметна плохо. Плагиоклаз деанортизирован. В его составе около 30% анортитового компонента.

Клинопироксен образует гребенчатые пойкилокристы размером до 2 мм в диаметре, интенсивно изрезанные многочисленными включениями удлиненных лейст плагиоклаза. Зерна магнетита представлены как одиночными изометричными включениями $0,16-0,3$ мм в диаметре, так и графическими дендритообразными выделениями, сопровождаемыми мельчайшими зернышками сфена.

Контактовая фация породы представляет собой мелкозернистый габбро-долерит с преобладанием офитовой структуры и редкими крупными порфировыми выделениями плагиоклаза.

Плагиоклаз составляет несколько больше половины всей массы породы и представлен двумя генерациями. Первая — изометричные крупные

¹ $SiO_2 - 46,76$; $TiO_2 - 0,89$; $Al_2O_3 - 18,58$; $Fe_2O_3 - 2,16$; $FeO - 6,73$; $MnO - 0,15$; $CaO - 13,10$; $MgO - 5,14$; $Na_2O - 1,60$; $K_2O - 1,78$; $P_2O_5 - 0,35$; $V_2O_5 - 0,02$; п. п. — $2,58$; $S - 0,12$; $Cl - 0,02$; сумма — $99,98$.

кристаллы до 3 мм в диаметре без двойникового строения. Интенсивно замещается вторичными минералами. Вторая генерация представлена сечениями со средними размерами $0,8 \times 0,16$ до $0,3 \times 0,08$ мм. Отмечается слабая зональность и полисинтетические двойники. Плаггиоклаз деанортизирован. В его составе около 25% анортитового компонента.

Клинопироксен обычно представлен изометричными зернами 0,08—0,3 мм в диаметре в офитовых соотношениях с кристаллами плаггиоклаза. Вытянутые сечения иногда с двойниковым строением встречаются реже и достигают $0,25 \times 1,0$ мм. Иногда в кристаллах клинопироксена отмечается зональное строение. Угол $2V$ составляет $(+)$ 55—54°, угол cNg (измеренный методом Д. С. Коржинского) составляет 43,5°. Показатели преломления, измеренные в иммерсии ($\pm 0,002$), составляют $Ng = 1,712$; $Np = 1,690$. В составе клинопироксена содержится 34 мол.% железистого компонента (Винчелл, 1949). В породе имеются изометричные выделения магнетита диаметром 0,08—0,16 мм и дендритовидные выделения сульфидов размером 0,5—0,7 мм в диаметре. Отмечены относительно многочисленными зерна апатита, представленные как изометричными сечениями 0,05 мм в диаметре, так и вытянутыми размерами до $0,7 \times 0,05$ мм. В отдельных участках породы наблюдаются мозаичные агрегаты зерен кварца с размерами 0,08—0,16 мм в диаметре. Кое-где отмечаются выделения бурой роговой обманки с зелеными каймами.

Как можно было видеть из петрографического описания породы, лейкократовое габбро обладает «зоной закалки», хотя и маломощной. Это свидетельствует о том, что внедряющаяся масса была расплавом с одиночными протовыделениями основного плаггиоклаза, а не кашеобразной массой всплывших кристаллов плаггиоклаза, локализовавшихся в верхней части интрузии или отжатой за пределы основного тела интрузии по прилегающим трещинам, как можно было допустить, исходя из представлений И. К. Коровякова и других (1963). Для дальнейшего уяснения генезиса лейкократового габбро обратимся к аналогичным образованиям интрузии Норильск I.

Лейкократовое габбро интрузии Норильск I

Горными выработками хорошо обнажен участок (рудники «Угольный ручей» и «Заполярный») ответвления так называемого габбрового силла (Лихачев, 1965) от нижней части основного тела интрузии Норильск I. Для интрузии горы Черной подобный участок недостижим для наблюдения. На примере интрузии Норильск I постараемся осветить некоторые спорные вопросы, связанные с формированием лейкократового габбро и прежде всего вопрос, что древнее: габбро, как утверждает А. П. Лихачев (1965), или само тело расслоенной интрузии, как это показано нами ранее (Золотухин, 1964). На этот принципиальный вопрос, связанный со становлением расслоенных интрузий норильского типа, могут дать ответ петрографические наблюдения зоны контакта габбро и тела самой интрузии. Поэтому остановимся несколько подробнее на этих наблюдениях. Укажем попутно, что мелкозернистая полоса, которая описана А. П. Лихачевым (1965) как контактовая фация габбро с порфировой структурой на участке рудника «Угольный ручей», представляет собой зону ороговикования нижележащих габбро-долеритов самой интрузии. Порфиновые же выделения представляют собой либо новообразования типа метакристаллов, либо реликты уцелевших при ороговикании наиболее крупных кристаллов. Обнаруженные среди роговиков прожилки габбро (Золотухин, 1964), по нашему мнению, больше отвечает первому допущению.

Далее, через зону контакта габбро и пикритового габбро-долерита на участке рудника «Заполярный» была отобрана через 10—20 см друг от

друга серия образцов, в том числе ориентированных. Изучение их под микроскопом показало следующее.

Пикритовые габбро-долериты в нескольких метрах от контакта с габбро являются типичными их представителями (рис. 50) с сегрегационной структурой и субпараллельной системой микротрещиноватости. Идиоморфные зерна **оливина** (со средним их размером 0,1—1,0 мм, чаще 0,5×0,3 мм) составляют не менее 30% от общей массы породы. Многочисленные замеры угла 2*V* показывают значения (+) 89; 90; (—) 85°. Показатель преломления, измеренный в иммерсии, равен $Nm = 1,694 \pm 0,002$. Судя по этим данным, в его составе может находиться до 20% фаялитового компонента (Трёгер, 1958).

Клинопироксен образует как обычно пойкилокристы со средними размерами около 3 мм в диаметре. Показатель преломления Nm , измеренный в иммерсии, составляет $1,684 \pm 0,002$.

Плаггиоклаз представлен ксеноморфными выделениями с двойниковым строением. Средний размер кристаллов 0,9×0,2 мм. В составе зональных кристаллов в центральной части около 90—85% анортитового компонента, в краевой части 60—70% *An*. В более мелких незональных кристаллах в составе 70—78% *An*. В породе много чешуек бурого биотита ($Ng = 1,626 \pm 0,002$) со средними размерами 0,5—0,8 мм в диаметре, иногда имеющих характер метакристаллов. Сульфиды образуют дендритовидные выделения.

С другой стороны, оливиновое габбро представляет собой лейкократовую грубозернистую породу с габбровой структурой, состоящую в основном из плаггиоклаза, пироксенов и оливина (рис. 51).

Плаггиоклаз представлен табличками со средними размерами 0,3—3,0 мм до 6×2,5 мм. Кое-где наблюдается зональное строение. В таком случае отсутствуют двойники, и, наоборот, где проявляются простые и полисинтетические двойники, часто не заметно зональное строение. В составе плаггиоклаза, как показывают измерения, 93—80% анортитового компонента в центральных частях зональных кристаллов и 60—75% *An* — в краевых частях. Плаггиоклаз участками интенсивно пренитизирован.

Клинопироксен образует выделения неправильной формы часто типа пойкилокристов со средними диаметрами от 0,3—1,5 мм до 0,5 см. Показатель преломления его, измеренный в иммерсии ($\pm 0,002$), составляет: $Nm = 1,682$. Угол 2*V* составляет (+) 51°. Выделения ортопироксена встречаются редко и при измерении дали угол 2*V* (—) 69—70°.

Оливин представлен одиночными зернами неправильной формы размером 2×4 мм, 1,0×1,5 мм. В среднем величина кристаллов не превышает 1 мм. Во многих случаях зерна представляют явные пойкилокристы. Угол 2*V* составляет (—) 83°, отмечены также и положительные углы 2*V*. Показатель преломления, измеренный в иммерсии ($\pm 0,002$), составляет $Np = 1,689$. В составе оливина находится около 28—30% фаялитового компонента (Трёгер, 1958).

Из вторичных минералов в породе встречаются единичные чешуйки бурого биотита со средним диаметром 0,05 мм. Отмечены также сферокристаллы пумпеллиита и пренита.

Как показано нами ранее (Золотухин, 1964), при расчете химического анализа оливинового габбро (обр. 49) на нормативный состав, выявляется, что порода содержит 49% плаггиоклаза (An_{70}); 12,5% клинопироксена ($Wo_{52}, En_{32}, Fs_{16}$), 5,6% ортопироксена (Fs_{33}); 26,1% оливина (Fa_{34}); 1,0% пирротина, 1,1% ильменита, 2,0% ортоклаза и 2,6% магнетита.

Резкий контакт между пикритовыми габбро-долеритами и габбро отсутствует, первые постепенно переходят во вторые за счет увеличения количества плаггиоклаза, размеров кристаллов и степени их идиоморфизма.



Рис. 50. Пикритовый габбро-долерит вблизи контакта с оливиновым габбро в интрузии Норильск I. Николи ||, увел. 30, шл. 954в

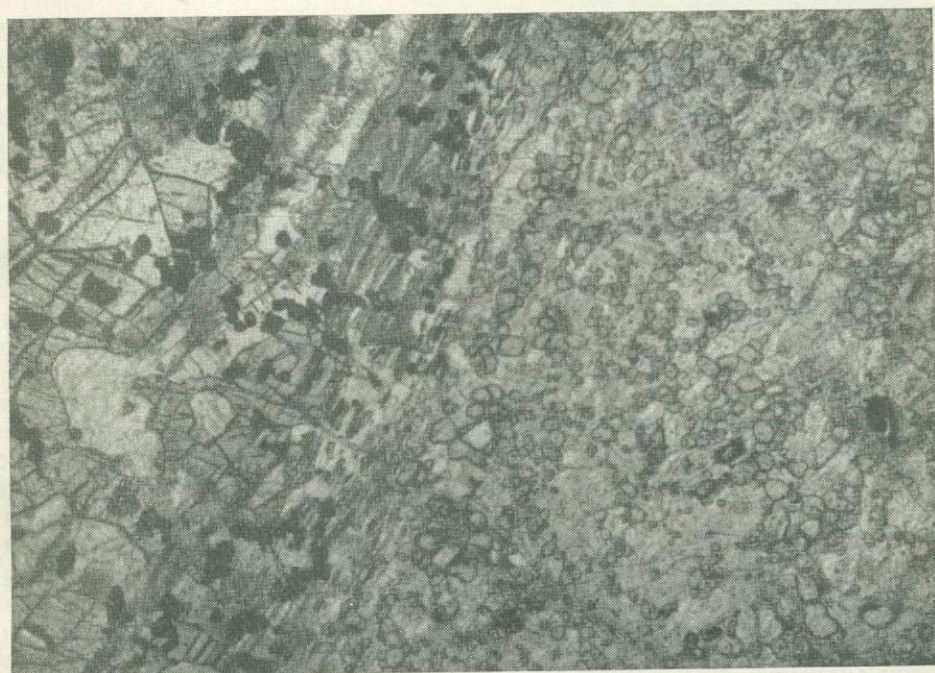


Рис. 51. Оливиновое габбро в 3 м от контакта с пикритовым габбро-долеритом. Виден крупный изометричный кристалл оливина. Николи+, увел. 30, шл. 954-5

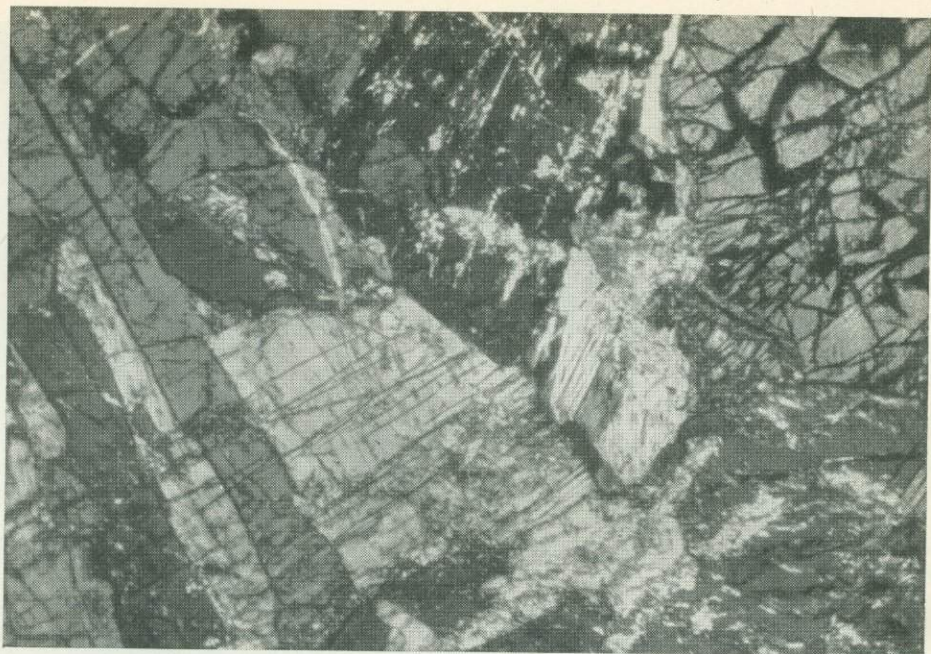


Рис. 52. Переходная контактовая порода между пикритовым габбро-долеритом и оливиновым габбро. Можно видеть такситовую текстуру породы с наличием крупнозернистых участков и мелкозернистых участков с гранулированным оливином. Николы II, увел. 30, шл. 954о

В то же время уменьшается количество оливина, появляются явные пойкилокристы, намного увеличиваются размеры его выделений. Уменьшается количество биотита и хромита. Появляются участки с гранулированным оливином и мелкозернистым плагиоклазом, т. е. порода приобретает такситовый облик.

Остановимся подробнее на петрографической характеристике этой промежуточной породы.

В целом для промежуточной породы характерен пикритоподобный облик, т. е. насыщенность ее оливином и биотитом (рис. 52). В то же время в породе появляются крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза (со средними размерами $1,2 \times 0,2$ мм), иногда целые плагиоклазовые участки типа лейкократового габбро с величиной кристаллов $1,5 \times 0,8$ мм до $0,3 \times 0,2$ мм. Иногда отмечается зональное строение зерен. В составе плагиоклаза 87—77% анортитового компонента в центральных частях кристаллов и около 70% *Al* — в краевых. Оливин представлен кроме мелких идиоморфных кристаллов со средней величиной 0,5 мм в диаметре, характерными для пикритовых габбро-долеритов, также крупными зернами (до 1,5—2,0 мм в диаметре), а также гребенчатыми выделениями неправильной формы типа пойкилокристов (до 3,0 мм в диаметре). По-видимому, здесь уже проявилась сборная перекристаллизация зерен оливина, так как отдельные части пойкилокристов представляют идиоморфные самостоятельные зерна, погасающие одновременно со всем пойкилокристом. Многочисленные измерения угла $2V$ в оливинах показали широкий диапазон значений. Для идиоморфных кристаллов со средней величиной 0,5 мм в диаметре угол $2V$ характеризуется интервалом значений (+) 89,5; (\pm) 90; (—) 89°, отмечен также (—) 78,5°. Для пойкилокристов (средняя величина 1,5—2,0 мм в диаметре) значения угла $2V$ составляют (—) 86; (—) 86,5; (—) 88 до (+) 89°. Показатели преломления, измерен-

ные в иммерсии ($\pm 0,002$), здесь: $Ng=1,716$; $Np=1,683$; в крупных идиоморфных зернах составляют $Ng=1,705$; $Np=1,675$. Согласно этим значениям, в составе измеренного оливина находится соответственно около 15—24 и 15—20% фаялитового компонента.

Клинопироксен образует пойкилокристы со средним размером $1,5 \times 3,0$ мм в диаметре.

Измерения угла $2V$ дают значения (+) 49; 53,5; 54°. Показатели преломления, измеренные в иммерсии ($\pm 0,002$), составляют $Ng=1,705$; $Np=1,682$.

Сыпь мелких идиоморфных кристаллов хромита (средние размеры 0,01—0,06 мм в диаметре) закономерно распределяется среди всех минералов породы. Среди сыпи хромита отмечаются выделения сульфидов неправильной формы (средний размер 0,15 мм в диаметре). В породе, как и в пикритовом габбро-долерите, отмечена система субпараллельной микротрещиноватости, вдоль которой в оливине располагается серпентин, а в плагиоклазе — пренит и карбонаты.

Контакты крупнозернистых и мелкозернистых участков резкие (см. рис. 52). Структура в мелкозернистых участках приближается к долеритовой. Вдоль контактов заметна субпараллельность вытянутых лейст плагиоклаза. Их средний размер 0,16—0,6 мм в длину и 0,08—0,03 мм в ширину. Имеются простые и полисинтетические двойники. В составе лейст 80—70% анортитового компонента до 62% An в краевых частях и в наиболее мелких лейстах. Изометричные (гранулированные) зерна оливина (см. рис. 52) имеют средние размеры 0,03—0,16 мм в диаметре. Измерения угла $2V$ показали значения (+) 87; 90; (—) 88,5°. Показатели преломления мелкозернистого оливина, измеренные в иммерсии ($\pm 0,002$), составляют: $Ng=1,718$; $Np=1,682$. В измеренных зернах в составе, судя по показателям преломления, имеется около 24% фаялитового компонента (Трёгер, 1958). Во многих случаях скопления мелких зерен оливина напоминают по форме распавшиеся более крупные идиоморфные кристаллы. В мелкозернистой массе отмечены мелкие (средний размер около 0,5 мм в диаметре) пойкилокристы клинопироксена. Вдоль контактов вытянутых мелкозернистых участков с крупнозернистой частью породы отмечена система субпараллельных микротрещин, подчеркнутая пренитизацией плагиоклаза вдоль них (см. рис. 52). В самих мелкозернистых участках этой системы микротрещин не заметно. Выделений хромита в мелкозернистых участках почти нет, то же самое отмечено и для биотита.

Еще дальше в сторону габбро переходная порода уже напоминает оливин-биотитовый габбро-долерит, но с проявлением такситовой текстуры. Структура породы в отдельных участках сегрегационная, в других — пойкилофитовая и габбровая (где резко преобладает плагиоклаз).

Плагиоклаз представлен идиоморфными сечениями со средними размерами $1,2 \times 0,5$ мм, а также 0,5—0,8 мм в диаметре. Кое-где заметно отчетливое зональное строение. В составе кристаллов 80—75% анортитового компонента.

Оливин представлен как идиоморфными зернами (со средними размерами 0,15—0,8 мм в диаметре), так и зернами с неправильными очертаниями, похожими на пойкилокристы, имеющими 1,5—2,0 мм в диаметре. В зернах оливина обильные газовые включения с 0,005—0,008 мм в диаметре.

Клинопироксен образует пойкилокристы со средними размерами 1,5—3,0 мм в диаметре, кое-где отмечены пойкилокристы ортопироксена (угол $2V=(—) 70^\circ$).

Биотит представлен чешуйками (0,15—0,3 мм в диаметре) и их скоплениями, иногда наблюдались метакристаллы размером 0,15—0,8 мм в

диаметре ($N_g = 1,631 \pm 0,002$). Выделения сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит) достигают 1 мм в диаметре. В непосредственном контакте с ними часто находятся бурый биотит и светло-зеленая роговая обманка, развивающаяся по клинопироксену. Идиоморфные зерна хромита (0,01—0,08 мм в диаметре) концентрируются кучками, неравномерно распространены пренит, амфибол типа актинолита, серпентин и зеленый слюдястый минерал типа иддингсит-боулингита.

Как можно было видеть из петрографического описания пород, количество оливина резко уменьшается при переходе от пикритовых габбро-долеритов к габбро. В то же время в самом габбро количество оливина

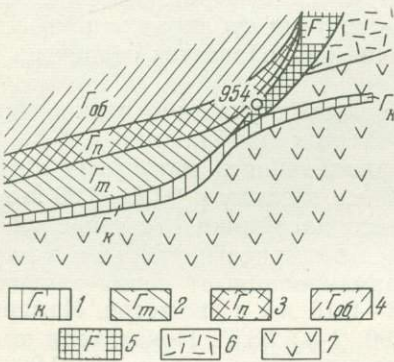


Рис. 53. Схема-разрез локализации тела габбро и ответвляющегося силла контактовых габбро-долеритов от западной ветви интрузии Норильск I на участке рудника Заполярный. Указано место взятия (точка 954) серии образцов через контакт (отбор образцов и построение схемы произведены А. Г. Смекальным)

Габбро-долериты: 1 — контактовые, 2 — такситовые, 3 — пикритовые, 4 — оливин-биотитовые; 5 — габбро, 6 — андезитовые диабазы; 7 — лабрадорный порфирит

уменьшается с удалением от контакта (до полного исчезновения в случае горы Круглой). Промежуточная порода представляет по сути дела такситовый габбро-долерит с проявлением специфических гранулированных форм оливина, а также с образованием явных пойкилокристов оливина, по-видимому, в результате сборной перекристаллизации. Состав оливина колеблется в заметном интервале, что также представляет характерную черту такситовых габбро-долеритов (Годлевский, 1959). Эти явления вполне понятны, если габбро, как более молодая порода воздействует на пикритовый габбро-долерит, и становятся необъяснимыми, если допускать воздействия пикритовых габбро-долеритов на более древнее габбро.

Микроструктурное изучение габбро вблизи от контакта показало присутствие хорошей ориентированности кристаллов плагиоклаза — с наличием на ориентирных диаграммах ряда крупных максимумов. К сожалению, распылчатое положение контакта не дает возможности интерпретировать в данном случае полученный микроструктурный узор, хотя имеется большая вероятность того, что планпараллельность кристаллов по (010) располагается вдоль плоскости от вертикальной с простиранением север — юг до падающей к западу под $\angle 40^\circ$.

Наблюдения и на участке рудника «Угольный ручей», и в горных выработках рудника «Заполярный» указывают на то, что силл, ответвляющийся от западной ветви интрузии и уходящий к ее восточной ветви, сложен контактовым габбро-долеритом, а не габбро, как указывает А. П. Лихачев (1965), но в месте его ответвления выше него располагается линзообразная залежь габбро, примыкающая в то же время непосредственно к пикритовому горизонту интрузии (рис. 53). Это и обуславливает в некоторых обнажениях здесь картину перехода габбро в контактовый габбро-долерит упомянутого силла. Полное подобие переходной разности (между пикритовым габбро-долеритом и габбро) обычным такситовым габбро-долеритам, тесная приуроченность габбро к основному телу интрузии, либо ответвление от него, говорят о единой генетической природе такситовых габбро-долеритов и габбро, о их несколько более

молодом возрасте по сравнению с основными дифференциатами самого тела интрузии. Это, по-нашему мнению, подтверждает точку зрения на генезис их, высказанную ранее (Золотухин, 1964), как на вторичный расплав, обогащенный плагиоклазом и лишившийся по пути твердой оливиновой фазы, мигрирующий на некоторое удаление по оперяющим трещинам и расколам.

ИМАНГДИНСКАЯ ИНТРУЗИЯ

Интрузия располагается на западном крыле плато Сыверма (см. рис. 46) и представляет собой пластовую залежь, локализирующуюся в мергелистых породах девона (Туганова, 1960). Залежь пологосекущая с погружением примерно на восток $\angle 8-10^\circ$, т. е. таким же, как и для вмещающих пород и для соседних пластообразных интрузий Накохоз и Хюкта. Все три упомянутых интрузии Имангдинского района образуют пластовые языковидные протяженные тела, внедряющиеся с востока на запад (Коровяков и др., 1963). Корневые части этих интрузий, по-видимому, питались одним субмеридиональным разломом, вскрывшим единый для них магматический очаг, как это вытекает из большой близости средних составов интрузий Имангдинской, Накохоз и Хюкта, приведенных И. А. Коровяковым и др. (1963). Обращает на себя внимание несколько более магнезиальный состав «исходной» для них магмы ($\sim 12,5\%$ MgO), по сравнению с составом, исходным для интрузий Норильск I и II и Черногорской ($\sim 11\%$ MgO). Можно предполагать несколько большую глубину Имангдинского магматического очага, по сравнению с Норильским. Этот же очаг, по-видимому, питал и наиболее сходную с Норильск I по строению дифференцированную интрузию этого района — Мантуровскую, вскрытую разведочными скважинами.

Имангдинская интрузия представлена почти полным разрезом по р. Имангда, из которого нами отобрана серия ориентированных образцов. Выходы самого верхнего дифференциата не сохранились. Наблюдаемая неполная мощность интрузии около 100 м. Схема асимметричного расслоенного строения интрузии, мощность каждого дифференциата и их петрографический состав приводятся в табл. 15. Бурением установлено присутствие в самом верху интрузии контактовых и верхних такситовых габбро-долеритов с присутствием сульфидов. Особенно хорошо заметна насыщенность сульфидами верхних такситовых габбро-долеритов и габбро Мантуровской интрузии (по данным бурения). Следует заметить, что как и в интрузии Норильск I, основная масса вкрапленного сульфидного оруденения приурочена к нижней части интрузии и связана с проявлением нижних такситовых габбро-долеритов. В Мантуровской интрузии значительный интервал пикритовых габбро-долеритов не имеет сульфидов, но характерно, что как только появляются такситовые участки или «прослой» среди пикритовых габбро-долеритов, в последних сразу образуются крупные расслоенные сульфидные вкрапленники. Наиболее обогащены сульфидами сами такситовые габбро-долериты. Сульфиды представлены обычной ассоциацией (пирротин, пентландит, халькопирит).

Характеристика состава главнейших порообразующих минералов для дифференциатов Имангдинской интрузии, исходя из кристаллооптических констант минералов, представлена в табл. 14, где приведены также пределы составов соответствующих минералов аналогичных интрузий Норильского района, из которых можно видеть большую их близость и перекрывание здесь и там.

Весь интервал составов для минералов Имангдинской интрузии следующий: оливин — 10—35% Fa, авгит — пижонит 15—35% геденбергитового компонента, ортопироксен — 15—41% Fs, субкальциевый пижонит (клиногиперстен) достигает 39% Fs в верхах разреза. Размеры кристаллов приближаются к таковым интрузии Норильск I.

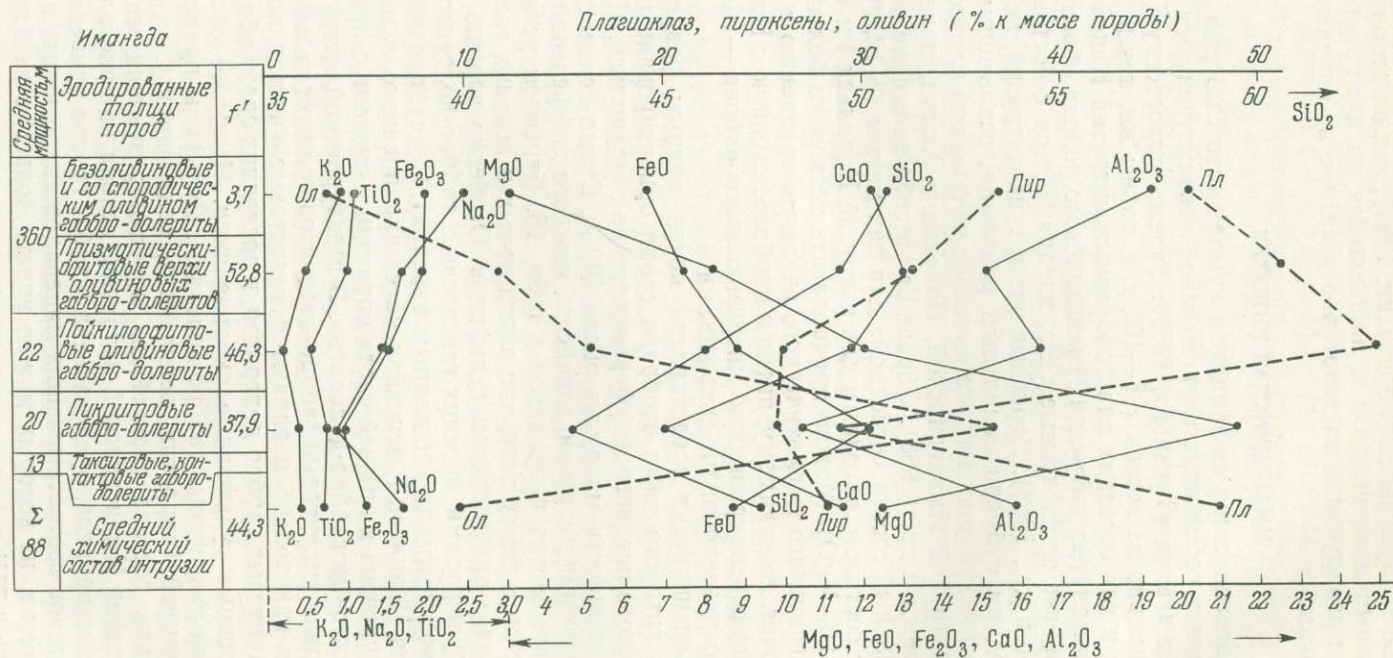


Рис. 54. Вариационная диаграмма окислов и распространения главнейших минералов по разрезу пород Имангдинской интрузии (объяснение в тексте)

Таблица 17

Химический состав пород некоторых дифференцированных трапповых интрузий

Оксиды	I. Гора Черная					II. Имангдинская				III. Нижне-Фокинская			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	45,96	46,43	41,53	46,60	48,25	42,76	46,02	49,40	50,64	42,63	46,94	48,18	51,00
TiO ₂	1,28	1,01	0,67	0,65	0,96	0,73	0,54	1,02	1,11	0,76	1,12	1,04	2,08
Al ₂ O ₃	15,26	16,64	9,57	17,81	16,90	10,38	16,50	15,09	19,32	6,11	8,41	11,76	14,75
Fe ₂ O ₃	3,29	2,44	3,39	1,65	2,36	0,89	1,50	1,94	2,00	2,07	2,53	2,96	1,77
FeO	9,31	9,42	10,60	7,36	8,08	12,15	8,85	7,54	6,60	13,00	10,84	8,69	6,59
CaO	10,15	10,93	6,22	12,45	11,0	7,00	11,70	13,02	12,29	5,50	7,56	10,68	10,48
MgO	8,25	7,96	22,15	9,43	6,68	21,42	12,05	8,20	3,06	25,58	18,57	12,19	7,07
Na ₂ O	1,84	2,03	0,92	1,81	2,42	0,92	1,49	1,70	2,51	0,78	1,25	1,49	3,69
K ₂ O	0,91	0,40	0,39	0,47	0,69	0,40	0,22	0,50	0,95	0,36	0,43	0,31	0,69
Cr ₂ O ₃	1,85	0,06	2,44	0,10	0,06	0,88	—	0,06	—	0,30	0,15	0,15	0,10
MnO	0,14	0,13	0,19	0,10	0,20	0,17	0,16	0,14	0,14	0,21	0,19	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,08	0,11	0,10	0,05	—	0,05	0,27	0,08	0,14	0,13	0,23
						(SO ₃ —0,03)	(0,18)	(0,06)	(0,39)				
S _{общ.}	0,17	0,36	0,22	0,11	0,21	0,20	—	0,10	—	Следы	0,04	0,03	0,03
CO ₂	0,08	0,20	0,13	0,06	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,28	0,26	0,18	0,33	0,18	0,17	0,20	0,28	0,53	0,80	0,85	0,70	0,80
П. п. п.	2,53	1,96	3,67	1,50	2,41	2,43	1,00	1,74	0,31	2,71	2,05	2,19	1,55
К. ф.	60,5	59,8	38,8	48,8	61,0	37,9	46,3	53,6	73,8	38,6	40,2	49,7	54,1

Числовые характеристики А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	5,6	5,2	2,4	4,7	6,5	2,2	3,8	4,4	7,3	1,78	3,0	3,55	9,03
<i>b</i>	7,7	8,9	4,7	9,8	8,5	4,9	9,1	7,9	10,1	53,02	44,5	36,87	26,82
<i>c</i>	31,6	30,3	48,5	30,6	27,4	50,4	35,0	30,6	20,0	2,67	3,6	5,79	5,19
<i>s</i>	55,1	55,5	44,4	54,7	57,6	42,4	52,2	57,1	62,5	42,53	48,9	53,79	58,96
<i>f'</i>	38,6	38,0	24,8	28,2	37,6	33,0	27,7	29,1	43,0	23,24	25,7	28,21	28,64
<i>m'</i>	45,5	46,0	70,5	53,2	42,8	62,0	57,7	45,1	28,0	70,84	63,6	53,57	43,97
<i>c'</i>	15,8	16,1	4,6	18,4	19,6	4,9	14,5	25,8	29,1	5,92	10,7	18,22	27,39
<i>n</i>	75,0	80,3	79,0	85,3	84,8	79,0	93,0	84,5	80,0	80,00	83,3	88,89	89,55
<i>t</i>	2,0	1,6	1,3	1,0	1,5	1,2	0,7	1,5	1,6	1,25	1,8	1,59	2,97
<i>φ</i>	9,4	7,0	5,4	4,5	7,7	13,1	3,5	5,3	8,7	2,68	4,4	6,43	5,53
<i>Q</i>	-8,7	-8,2	-20,7	-9,6	-6,3	-22,4	-12,4	-3,5	+0,4	-21,17	-11,8	-5,31	-5,33
$\frac{f'}{f'+m'}$	0,46	0,45	0,26	0,35	0,47	0,35	0,32	0,39	0,60	0,25	0,29	0,34	0,39

Оксиды	III. Нижне-Фокинская			IV. Второго порога			V. Гора Озерная			VI. Гора Подкова			
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	51,03	51,15	45,21	45,08	43,67	45,30	48,54	46,43	47,48	47,44	45,48	48,14	47,38
TiO ₂	1,96	1,78	0,91	1,38	0,99	1,42	1,94	1,02	0,91	1,22	0,83	1,25	0,92
Al ₂ O ₃	13,88	14,39	8,91	12,99	9,47	11,02	14,98	14,93	17,21	14,95	15,96	15,43	15,90
Fe ₂ O ₃	3,03	1,79	2,3	3,25	2,20	2,69	3,14	0,84	1,12	—	1,15	1,36	1,56
FeO	7,28	9,37	10,8	13,48	15,36	13,96	11,08	12,27	10,16	11,69	10,13	11,18	9,91
CaO	12,08	10,48	7,7	8,48	6,39	8,23	10,22	8,70	9,32	11,20	10,41	9,69	10,41
MgO	6,68	6,57	18,9	10,93	18,87	13,93	5,89	11,15	9,14	8,58	6,66	7,31	9,75
Na ₂ O	2,04	2,27	1,25	1,85	1,40	1,78	2,37	1,86	2,02	1,63	2,40	2,32	1,91
K ₂ O	0,51	0,75	0,39	0,45	0,39	0,50	0,68	0,31	0,30	0,53	0,36	0,54	0,30
Cr ₂ O ₃	0,41	0,06	0,28	—	—	—	—	0,04	0,06	—	0,05	0,05	0,08
MnO	0,11	0,16	0,16	0,21	0,26	0,29	0,21	0,34	0,32	0,28	0,25	0,39	0,31
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,11	0,20	0,21	0,13	0,25	0,17	0,23	0,09	0,20	0,23	0,24
S _{общ.}	0,05	0,03	0,006	1,29	0,42	0,05	0,05	0,69	Следы	0,04	3,84	Следы	Следы
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,00	0,80	0,80	0,23	0,23	0,37	0,37	0,22	0,27	0,16	0,47	0,25	0,27
П. п. п.	1,02	1,14	—	0,74	0,56	1,07	0,38	1,36	1,12	1,98	3,22	1,24	1,10
К. ф.	60,7	62,9	40,9	60,6	48,1	54,5	71,0	54,1	55,2	57,6	62,8	63,3	54,0

Числовые характеристики А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	5,05	6,02	2,9	4,7	3,3	4,4	6,4	4,5	4,9	4,3	6,3	5,8	4,6
<i>b</i>	28,72	27,63	45,2	6,2	4,1	4,7	6,9	7,7	9,4	8,0	8,3	7,6	8,4
<i>c</i>	6,62	6,64	4,0	37,6	46,9	41,5	29,2	34,3	29,4	32,2	29,0	29,6	32,0
<i>s</i>	59,55	59,71	47,9	51,5	45,7	49,4	57,5	53,6	56,3	55,5	56,4	57,0	55,0
<i>f'</i>	33,18	37,87	24,9	41,2	32,2	35,7	46,2	36,9	38,2	35,9	39,9	42,4	34,7
<i>m'</i>	38,86	40,1	65,0	48,1	61,5	53,2	34,6	54,8	54,1	45,8	41,9	42,6	51,9
<i>c'</i>	27,96	22,03	10,1	10,7	6,3	11,1	19,2	8,3	7,6	18,3	18,1	15,0	13,5
<i>n</i>	89,19	81,82	87,0	85,7	85,2	85,3	84,8	91,0	91,5	83,9	90,8	88,0	91,0
<i>t</i>	2,75	2,40	1,38	2,3	1,7	2,3	2,9	1,7	1,4	1,9	1,3	1,8	1,4
Φ	9,00	5,45	3,88	7,1	3,6	5,2	9,0	2,0	3,3	6,4	3,5	4,2	4,3
<i>Q</i>	+2,44	+0,74	-14,0	-12,6	-19,3	-14,7	-4,7	-9,6	-6,6	-5,6	-8,1	-5,2	-7,6
$\frac{f'}{f'+m'}$	0,46	0,46	0,28	0,46	0,34	0,40	0,57	0,40	0,41	0,44	0,49	0,50	0,40

I. По данным, приведенным Коровяковым и др. (1963): 1 — контактовые габбро-долериты (среднее из двух), 2 — тацитовые габбро-долериты (среднее из двух), 3 — пикритовые габбро-долериты (среднее из двух), 4 — призматически-офитовые и пойкилофитовые оливиновые габбро-долериты (среднее из четырех), 5 — безоливиновые среднезернистые офитовые габбро-долериты (среднее из двух). II. По данным, приведенным Тугановой (1960): 6 — пикритовый габбро-долерит, 7 — пойкилофитовые габбро-долериты, 8 — призматически-офитовый габбро-долерит, 9 — призматическисерпентинитовый габбро-долерит с микропегматитом. III. По данным, приведенным Архиповой, Начинкиным, 1964: 10 — пикритовый габбро-долерит, 11 — троктолитовый габбро-долерит, 12 — оливиновый габбро-долерит, 13 — габбро-пегматит, 14, 15 — кварцевый долерит, 16 — средневзвешенный состав интрузии. IV. Средние составы по Виленскому и др. (1964): 17 — тацитовые, 18 — пикритовые, 19 — троктолитовые, 20 — оливиновые габбро-долериты. V. Химические анализы химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик Э. Гулецкая): 21 — троктолитовая разность тацитового габбро-долерита (обр. 12/60), 22 — оливиновая разность тацитового габбро-долерита (обр. 14/60), 23 — пегматонная оливиновая разность тацитового габбро-долерита с самородным железом (обр. 5в/60), 24 — ороговикованные пойкилофитовые долериты экзоконтакта с пирротином и тронлигом (обр. 15а/60). VI. Химические анализы химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик Э. Гулецкая): 25 — контактовый габбро-долерит (обр. 22/60), 26 — оливин-биотитовый габбро-долерит (обр. 26/60).

Структурные особенности пород интрузии отражены в табл. 15. Химический состав дифференциатов Имангдинской интрузии приводится в табл. 17. Окисловые профили через интрузию и вычисленные коэффициенты фракционирования для каждого из ее дифференциатов приводятся на рис. 54.

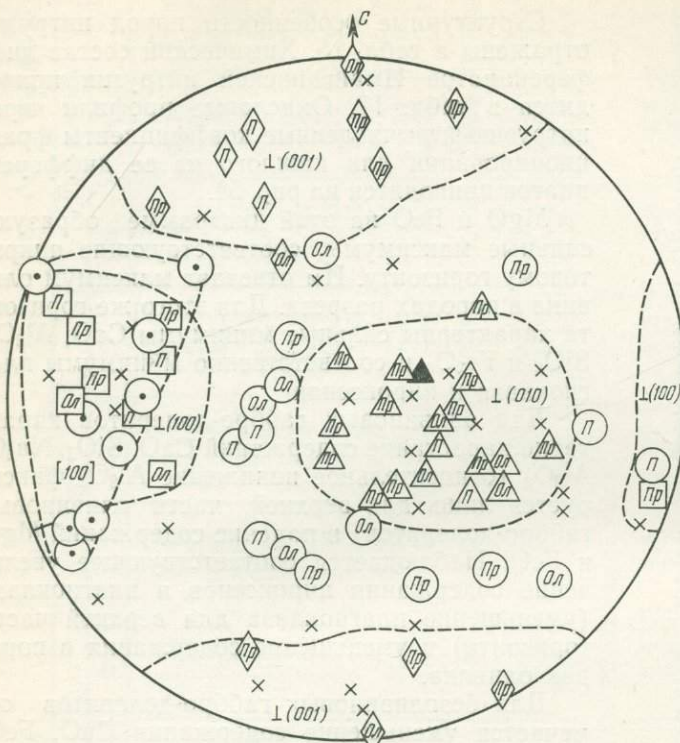
MgO и FeO на этой диаграмме образуют сильные максимумы, соответствующие пикритовому горизонту. Им отвечает максимум оливина в породах разреза. Для этого же горизонта характерны сильные минимумы CaO, Al₂O₃, SiO₂ и Fe₂O₃ и соответственно минимумы плагиоклаза и пироксенов.

Для оливиновых габбро-долеритов характерно нарастание содержаний CaO, SiO₂, Na₂O, Al₂O₃ (относительное понижение Al₂O₃ фиксируется лишь для верхней части оливиновых габбро-долеритов) и падение содержаний MgO и FeO. Наблюдается соответствующее увеличение содержания пироксенов и плагиоклаза (уменьшение плагиоклаза для верхней части горизонта) и уменьшение содержания в породах оливина.

Для безоливиновых габбро-долеритов отмечается уменьшение содержания CaO, FeO, MgO и увеличение SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и K₂O, что выражается в исчезновении оливина и уменьшении содержания плагиоклаза (при относительном увеличении роли альбитового компонента). Следует обратить внимание на наибольшее обеднение калием и титаном пойкилофитовых габбро-долеритов. В обе стороны от них происходит плавное нарастание содержаний этих элементов. От пикритового горизонта выше по разрезу интрузии происходит плавное обогащение Na₂O и Fe₂O₃. Коэффициенты фракционирования в этом направлении увеличиваются, для верхних пород наблюдаемого разреза скачкообразно достигая 74. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород интрузии приводится на рис. 88.

Микроструктурное изучение ориентированных образцов разреза, вскрытого на р. Имангда (измерения Ю. Р. Васильева) показало, что породы интрузии обладают четкой ориентировкой плагиоклаза и оливина. Закономерности распределения максимумов петроструктурных узоров, полученных на микроструктурных диаграммах, те же, что и для интрузии Норильск I.

На сводной ориентирной диаграмме максимумов плагиоклаза (см. рис. 55) пород Имангдинской интрузии можно видеть, что нормаль к наблюдаемой плоскости полосчатости, отражающей расположение плоскости контакта интрузии с вмещающими породами, окружается



П	Ол	Пр	×	▲
△	◇	□	○	⊙

Рис. 55. Сводная ориентирная диаграмма максимумов плагноклаза для пород Имангдинской интрузии (разрез по р. Имангда)

Габбро-долериты: 1—пикритовый, 2—пойкилоофитовые оливиновые, 3—оливиновые призматически офитовые до пойкилоофитовых, 4—нормаль к макротрещинам отдельности, 5—нормаль к плоскости полосчатости в такситизированных пикритовых габбро-долеритах, 6—максимумы, отвечающие $\perp(010)$, 7—максимумы, отвечающие $\perp(001)$, 8—максимумы, отвечающие $\perp(100)$, 9—нерасшифрованные максимумы, 10—максимумы, отвечающие $[100]$ (получены построением). Микроструктурные замеры Ю. Р. Васильева

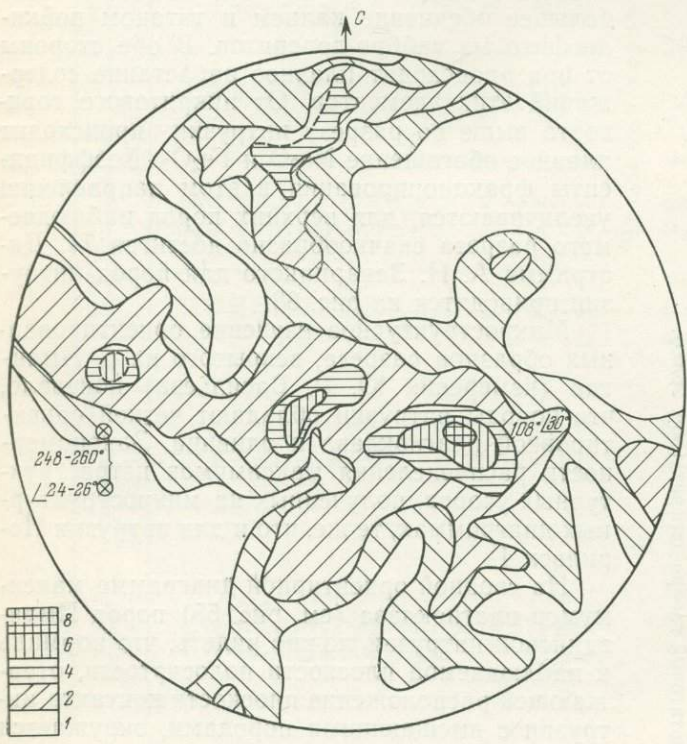


Рис. 56. Ориентирная диаграмма второго порядка для максимумов плагноклаза пород Имангдинской интрузии. Построена на основе 55 максимумов

8-6-4-2-1 — изолинии плотности распределения максимумов

плотным ореолом максимумов \perp (010). На диаграмме фиксируются также сопряженные ореолы максимумов \perp (001) и \perp (100) и ореол направлений [100], построенный графически. Три сопряженных ореола максимумов перекрываются соответствующими ореолами систем микротрещин (эндосинкинетических). Интересно, что в составе ореолов наблюдается тесная перемежаемость соответствующих максимумов из пород различных дифференциатов (начиная от пикритовых и кончая призматическиофитовыми оливиновыми габбро-долеритами).

На рис. 56 представлена ориентирная диаграмма второго порядка, изготовленная для максимумов плагиоклаза из пород разреза интрузии по р. Имангда. При сопоставлении ее с рис. 55 можно видеть, что сопряженным ореолам отвечают соответствующие максимумы диаграммы рис. 56. Главный максимум второго порядка отражает среднее направление контакта (аз. пад. 108, $\angle 30^\circ$). Графически построенное направление [100] по максимумам второго порядка дает 248—260°, $\angle 24$ —26°. Это означает, что внедрение магмы и линии ее течения направлены с востока на запад в полном соответствии с падением самого пластобразного тела интрузии. На диаграмме рис. 56 проявились также промежуточные максимумы второго порядка, осложняющие узор диаграммы и ее расшифровку.

НИЖНЕ-ФОКИНСКАЯ ИНТРУЗИЯ¹

Нижне-Фокинская дифференцированная интрузия располагается в юго-западной части Норильского плато. Пространственно она приурочена к сводовой части Нижне-Фокинского поднятия и представляет собой пластовую залежь, пологосекущую кварцевые песчаники и углистые аргиллиты кайской свиты тунгусской серии. Интрузия имеет падение на восток-северо-восток под углом 15—25°. Породы интрузии обнажены по берегам р. Фокина (в 50 км выше ее устья), где на протяжении 600 м (см. рис. 57) вскрыты все дифференциаты массива, из которых нами отобрана серия ориентированных образцов.

Мощность интрузии по разведочной скважине равна 135 м. Из них на долю троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов приходится 100—110 м. Верхние горизонты интрузии сложены оливиновыми и кварцсодержащими габбро-долеритами. В верхней половине массива имеются три горизонта пегматоидных габбро-долеритов мощностью от 0,3 до 4,0 м, располагающихся параллельно пологим трещинам отдельности.

Эндоконтактные зоны интрузии, мощность которых не превышает 1,5 м, сложены плотными порфировидными микродолеритами темно-серого цвета с гиалопилитовой и микродолеритовой структурой основной массы. Как нижние, так и верхние контактные долериты содержат 12—15% вкрапленников, представленных крупными (до 2,0 мм), как правило, хорошо ограниченными (рис. 58) кристаллами оливина. Судя по оптическим свойствам ($N_g = 1,695$ —1,700; $N_m = 1,660$ —1,665; $2V = (-)$ 86—88°), протыведения оливина содержат 12—16% *Fa*.

Контактное воздействие интрузии на вмещающие породы незначительно. Оно выразилось в ороговикании и осветлении пород катской свиты, в появлении новообразований кварца, граната, кальцита, калишпата и в незначительных проявлениях пирита, пирротина, халькопирита. Мощность ореола ороговиканных пород не превышает 0,2 м.

Снизу вверх по разрезу интрузии в количественно-минералогическом составе пород наблюдаются следующие изменения (по данным Архиповой, Начинкина, 1964 и нашим наблюдениям; см. табл. 18).

¹ Впервые обнаружена Г. Д. Масловым в 1950 г., описана как дифференцированная Б. Б. Мариенгофом в 1961 г., А. И. Архиповой и Н. Г. Начинкиным — в 1964 г.

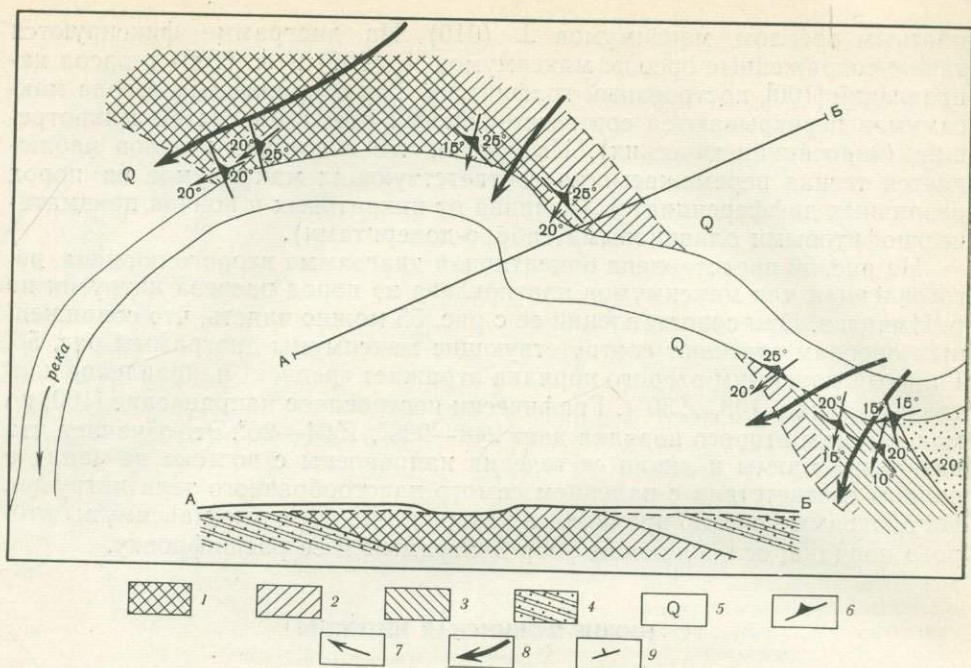


Рис. 57. Петроструктурная схема Нижне-Фокинской интрузии

Габбро-долериты: 1 — пикритовые и троктолитовые, 2 — оливиновые, 3 — безоливиновые, кварцсодержащие; 4 — осадочные породы катской свиты; 5 — четвертичные отложения. Результаты микроструктурного анализа: 6 — планпараллельность, 7 — линейчатость, 8 — направления движения расплава; 9 — элементы залегания видимого участка контакта интрузии с вмещающими породами

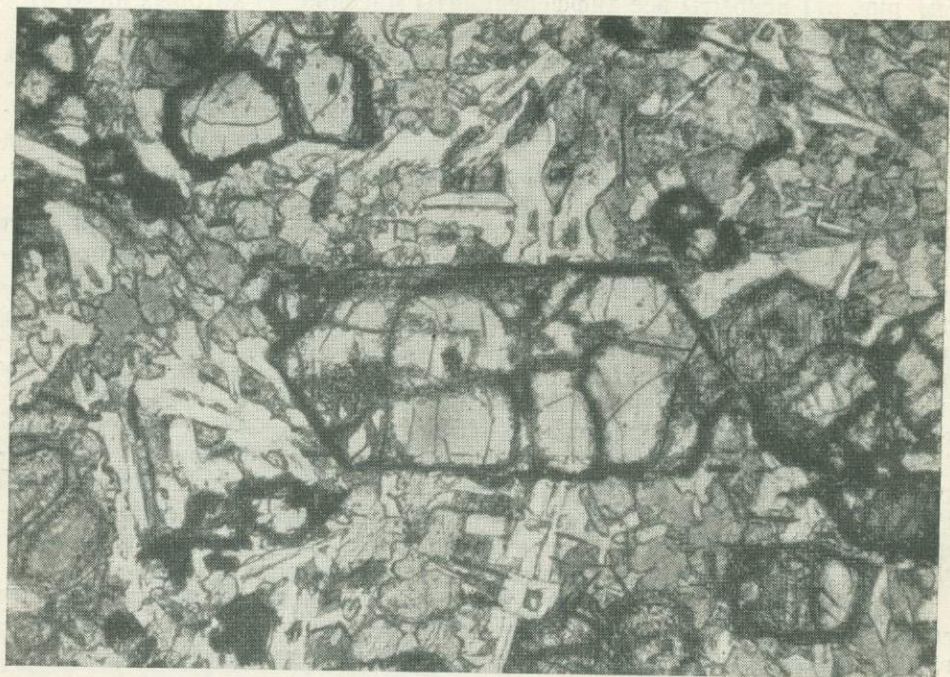


Рис. 58. Верхний контактовый габбро-долерит с протовыделениями кристаллов магниевого оливина. Структура порфировая, микродолеритовая. Николи ||, увел. 30, шл. 983

1. Количество плагиоклаза увеличивается от 15% в пикритовых до 70% в пегматоидных габбро-долеритах, а содержание в них анортитовой молекулы соответственно уменьшается от 78 до 48%;

2. Количество оливина уменьшается от 70% в пикритовых до 10—15% в оливиновых габбро-долеритах, а содержание фаялитового компонента в оливинах в этом направлении увеличивается от 15 до 25%;

3. Вверх по разрезу увеличивается также количество клинопироксена и возрастает его железистость;

4. В верхних горизонтах интрузии появляется кварц в сростании с каликатровым полевым шпатом (до 8%), исчезает оливин, значительно уменьшается количество вторичных минералов.

Наличие протовыделений магнезиального оливина в контактовых долеритах свидетельствует о том, что расплав, поступавший в камеру интрузии, не был гомогенным, а содержал до 15% протокристаллов оливина. Преобладание в разрезе интрузии троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов совсем не говорит о способности исходной магмы выделять до 70% оливина от общей магматической массы. Быстрая кристаллизация гетерогенного расплава, одновременно происходящие процессы гравитационной отсадки протовыделений и вновь образующихся кристаллов и прерывисто-пульсационные поступления новых порций расплава, по-видимому, способствовали количественному обогащению дифференциатов интрузии наиболее ранней кристаллической фазой, неравномерному распределению оливина по разрезу интрузии и наведению в породах массива четких магматических текстур.

Химический состав дифференциатов Нижне-Фокинской интрузии приведен в табл. 17. Ее ультраосновной (~19% MgO) средневзвешенный состав (табл. 17, 16) лишь отражает особенности количественно-минералогического состава дифференциатов интрузии, но не состав первичного расплава. К составу последнего, по-видимому, ближе всего состав эндоконтактных зон, химические анализы которых (химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР) приводятся ниже. Верхняя и нижняя эндоконтактные зоны содержат соответственно (в вес. %): SiO₂—47,24; 46,78; TiO₂—1,72; 1,62; Al₂O₃—11,1; 10,95; Fe₂O₃—0,54; 0,47; FeO—12,09; 11,55; MnO—0,08; 0,06; CaO—8,36; 7,90; MgO—12,65; 14,11; Na₂O—1,90; 1,63; K₂O—1,04; 0,46; H₂O—0,14; 0,12; п. п. п.—2,57; 3,84¹.

Таким образом, по содержанию породообразующих окислов исходный расплав Нижне-Фокинской интрузии приближается к составу троктолитовых габбро-долеритов и является наиболее магнезиальным по сравнению с подобными составами для других дифференцированных интрузий Норильского района. Диаграмма А. Н. Заварицкого для Нижне-Фокинской интрузии приведена на рис. 88.

Интересно отметить, что интрузия имеет «норильский тип» окисловых профилей (рис. 59), не имея в разрезе ни такситовых пород, ни заметного сульфидного оруденения, но имея гораздо более мощные (преобладающие в разрезе) горизонты обогащенных оливином пород (пикритовые и троктолитовые габбро-долериты). На профиле хорошо видна сопряженность изменения содержания MgO и FeO с изменением количества оливина, и CaO, SiO₂, Al₂O₃ — с изменением количества плагиоклаза.

Микроструктурное изучение ориентированных образцов из разреза, вскрытого р. Фокина, выявило достаточно ясно выраженные первичные магматические текстуры во всех дифференциатах массива (рис. 57). Закономерности распределения максимумов петроструктурных узоров по плагиоклазу и оливину (рис. 60 и 61), полученных на микроструктурных

¹ Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и некоторые петрохимические коэффициенты соответственно равны: $a=5,5; 4,1; b=37,5; 38,6; c=4,6; 5,0; s=52,4; 52,3; f'=30,5; 29,0; m'=55; 1; 60,0; c'=14,4; 11,0; n=74,5; 84,2; t=2,6; 2,5; \varphi=1,05; 1,1; FeO : MgO=0,95; 11,0; K. ф.=49,8; 46,4; a : c=1,2; 0,8.$

Таблица 18

Кристаллооптические свойства и составы главных породообразующих минералов Нижне-Фокинской интрузии

Порода разреза	Оливин				Ортопироксен				Клинопироксен *				Плагиоклаз, % Ал	
	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	(-)2 <i>V</i>	% <i>Fa</i>	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	(-)2 <i>V</i>	% <i>Fs</i>	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	(+)2 <i>V</i>	<i>cNg</i>		Состав
Контактный габбро-долерит, верхний	1,695—1,700	1,660—1,665	86—88	12—16	1,690	1,680	78	18	1,708	1,684	48	42	<i>Hed</i> ₂₆ <i>Di</i> ₄₇ <i>Klen</i> ₂₇	70—75
Содержание, %		12—15				2—3					35—40			40—45
Кварцосодержащий габбро-долерит									1,720	1,696	47—37 (центр—край)	40—42	<i>Hed</i> ₃₁ <i>Di</i> _{41—38} <i>Klen</i> _{28—31}	60—70
Содержание, %		2—3								40—45				50—55
Оливиновый габбро-долерит	1,715—1,720	1,680—1,685	85	22—28	1,697	1,685	68	27	1,712	1,686	42,50	43	<i>Hed</i> ₃₀ <i>Di</i> _{44—49} <i>Klen</i> _{26—21}	65—75
Содержание, %		10—20				2—3				25—30				45—50
Троктолитовый габбро-долерит	1,710—1,715	1,675—1,680	85—88	19—22	1,690	1,680	72—76	20—24	1,710	1,684	52	42—44	<i>Hed</i> ₂₈ <i>Di</i> ₄₉ <i>Klen</i> ₂₃	70—78
Содержание, %		25—30				3—5				30—35				30—35
Пикритовый габбро-диорит	1,700—1,715	1,665—1,680	86—88	13—19	1,685	1,676	78—82	15—20	1,704	1,675	53,54	40—42	<i>Hed</i> ₂₁ <i>Di</i> ₅₃ <i>Klen</i> ₂₆	70—80
Содержание, %		40—70				2—5				30—40				15—25

* В контактовых и кварцосодержащих габбро-долеритах в небольшом количестве присутствует также субкальциевый пиконит.

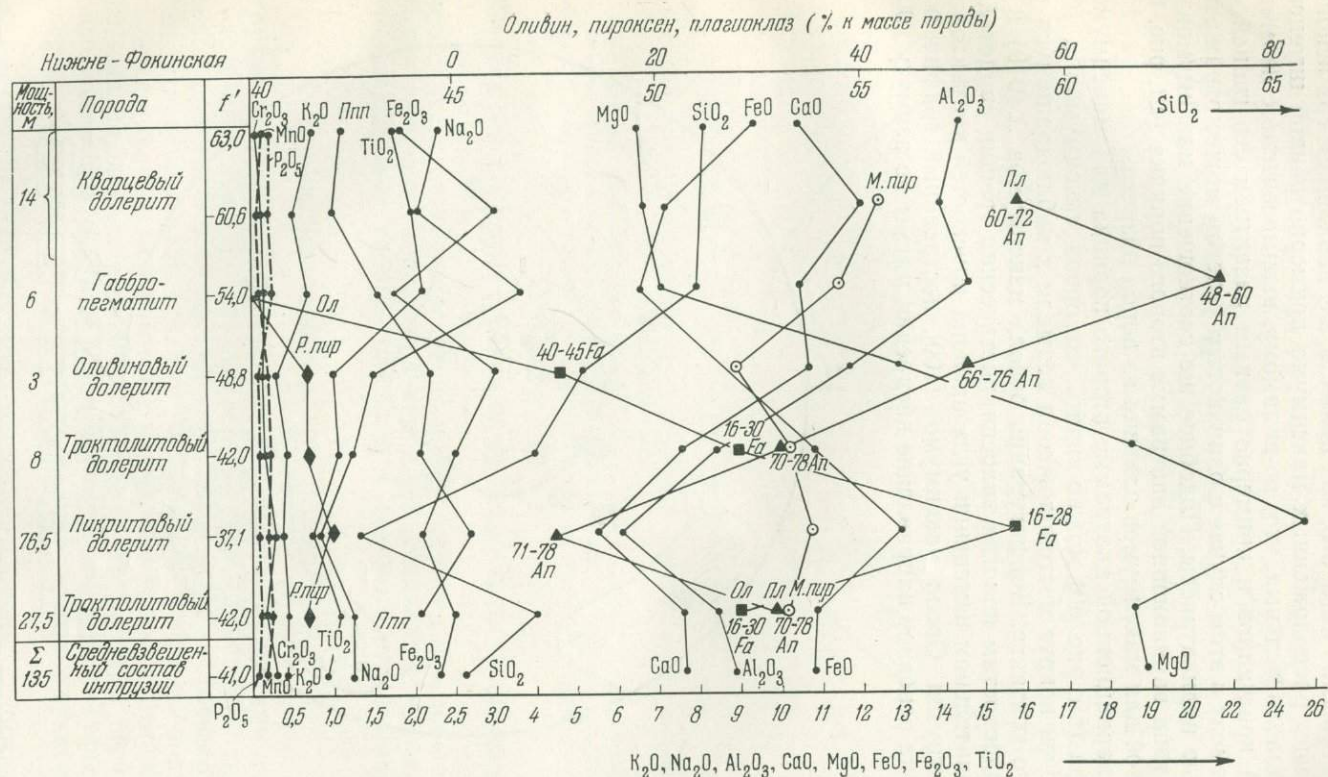


Рис. 59. Вариационная диаграмма окислов и распространения главнейших минералов в породах разреза Нижне-Фокинской интрузии (по данным Архиповой, Начинкина, 1964) (объяснение в тексте)

диаграммах, те же, что и для других дифференцированных массивов Норильского района, но проявляются они не так четко. В первую очередь это относится к ориентировке кристаллов оливина, на микроструктурных диаграммах которого, как правило, мы наблюдаем три основных ортогонально расположенных максимума примерно равной интенсивности и ряд дополнительных, что, по-видимому, взаимосвязано с изометричной формой кристаллов и примерно равным развитием его граней. Линейный элемент в этом случае с одинаковым успехом может отражаться любой осью индикатриссы. Подобное же соотношение максимумов наблюдается и на вариационной диаграмме второго порядка (см. рис. 61), построенной для максимумов оливина из пород разреза.

На вариационной диаграмме второго порядка для максимумов плагиоклаза (см. рис. 60) можно видеть, что ореол максимумов $\perp (010)$ сосредоточен вокруг местоположения нормали к наблюдавшемуся участку верхнего контакта. Конфигурация ореола максимумов $\perp (010)$ и нормалей к плоскостям пологих эндосинкинетических трещин свидетельствует о незначительном изменении угла наклона плоскостей контактов по разрезу интрузии. Ореол максимумов $[100]$, построенный графически, указывает на основное направление внедрения магмы по азимуту $200-240^\circ$,

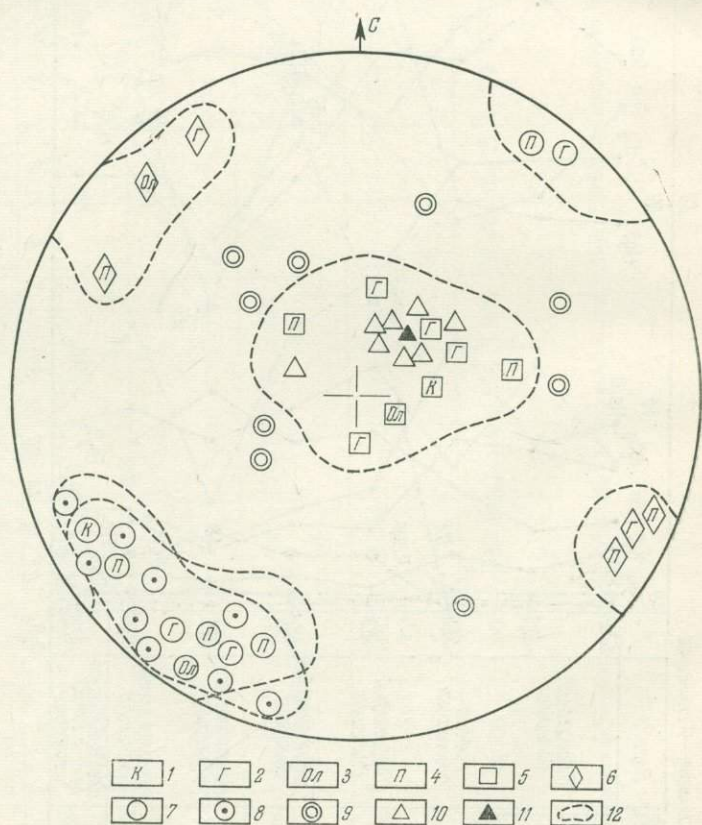


Рис. 60. Сводная ориентирная диаграмма максимумов плагиоклаза пород Нижне-Фокинской интрузии (разрез по р. Фокина)

Габбро-долериты: 1 — контактовые, 2 — безоливиновые, кварцсодержащие, 3 — оливиновые, 4 — пикритовые и троктолитовые; 5 — максимумы $\perp (010)$, 6 — максимумы $\perp (001)$, 7 — максимумы $\perp (100)$, 8 — максимумы $[100]$, полученные построением, 9 — нерасшифрованные максимумы, 10 — нормали к видимому участку контакта интрузии с вмещающими породами, 11 — нормали к плоскостям пологих макротрещин, 12 — ограничения ореолов максимумов

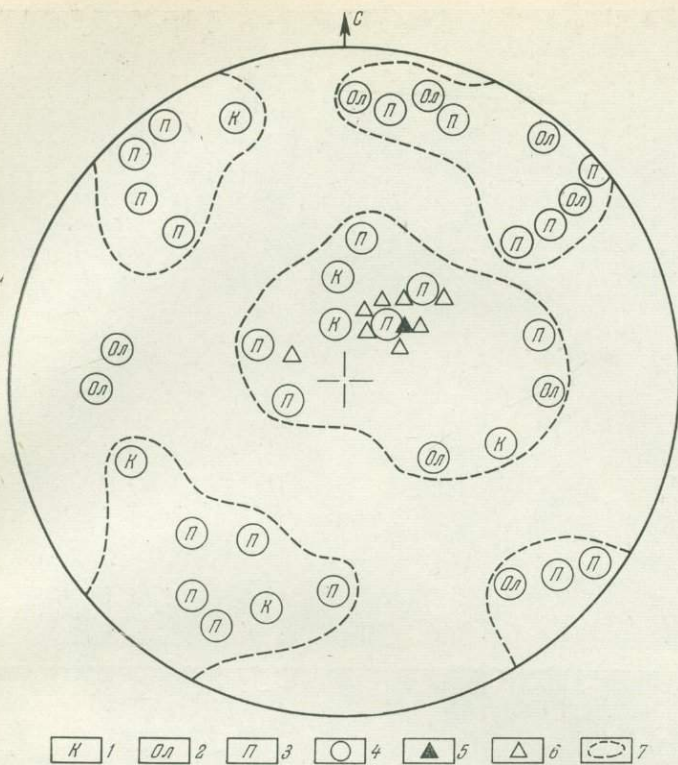


Рис. 61. Сводная ориентирная диаграмма максимумов оливина пород Нижне-Фокинской интрузии

Габбро-долериты: 1—контактовые, 2—оливиновые, 3—пикритовые и троктолитовые; 4—максимумы оливина, снятые с ориентирных диаграмм пород разреза, 5—нормаль к видимому участку контакта, 6—нормали к пологим макротрещинам, 7—ограничения ореолов максимумов

$\angle 10-25^\circ$, как это показано стрелками на петроструктурной схеме массива (см. рис. 57).

Интрузия представляет определенный интерес для дальнейшего исследования как имеющая норильский тип дифференциации, но лишенная горизонтов такситовых габбро-долеритов и видимого сульфидного оруденения.

ИНТРУЗИЯ ВТОРОГО ПОРОГА (р. КУРЕЙКА)

Интрузия Второго порога, как и другие описываемые нами ниже интрузии бассейна р. Курейки (ее среднего течения), локализируются в зоне повышенной проницаемости земной коры в пределах восточного крыла Курейско-Летнинского вала (см. рис. 46). Породы платформенного чехла здесь представлены морскими карбонатно-глинистыми отложениями ордовика, силура, девона и нижнего карбона, угленосными песчано-аргиллитовыми континентальными осадками карбона и перми. Туфы и лавы триаса перекрывают их уже восточнее местоположения изучаемых интрузий.

Первое детальное описание интрузии Второго порога, а также вмещающей ее «Курейской» интрузии пойкилоофитовых габбро-долеритов было дано Е. В. Тугановой (1960), затем минералогию и петрографию интрузий описала Л. И. Кравцова (1963), данные которой в значительной степени повторены в более поздней коллективной монографии (Виленский и др., 1964).

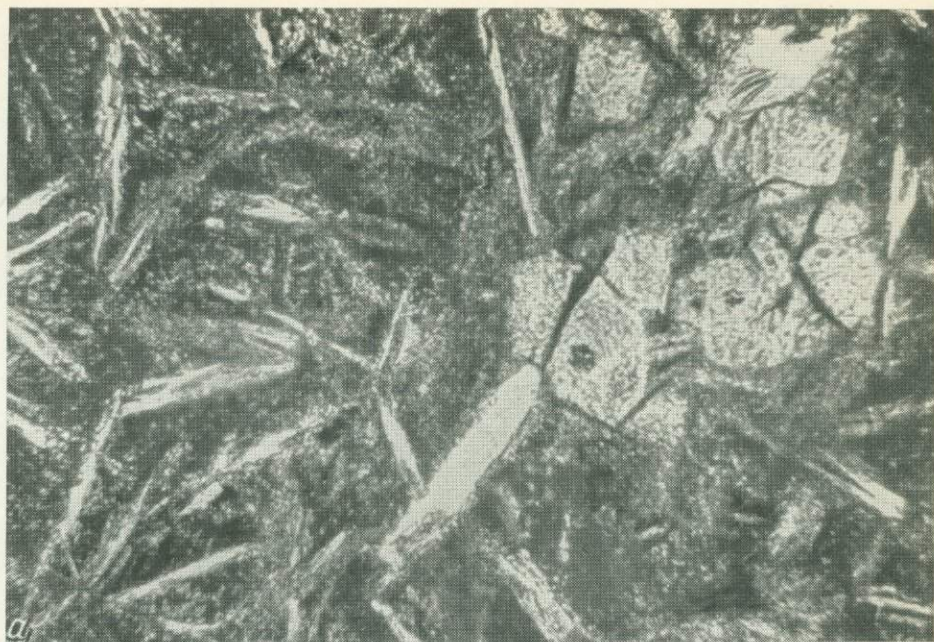


Рис. 62. Скопление зерен оливина (распавшиеся кристаллы) в жилках афанитового базальта в районе Второго порога (р. Курейка). Увел. 340, шл. 33д/60
a — николи ||; *b* — николи ⊥

Габбро-долериты дифференцированной интрузии Второго порога, содержащей сульфиды, можно наблюдать на обоих берегах р. Курейки в 100 км выше ее устья и в 4 км выше старого графитового рудника. Мощность интрузии оценивается в 23—27 м, общее падение на юг — юг-восток $\angle 12\text{—}15^\circ$. Интрузия внедрилась по диагональной трещине раскола в южной части тела Курейской интрузии пойкилоофитовых долеритов (мощ-

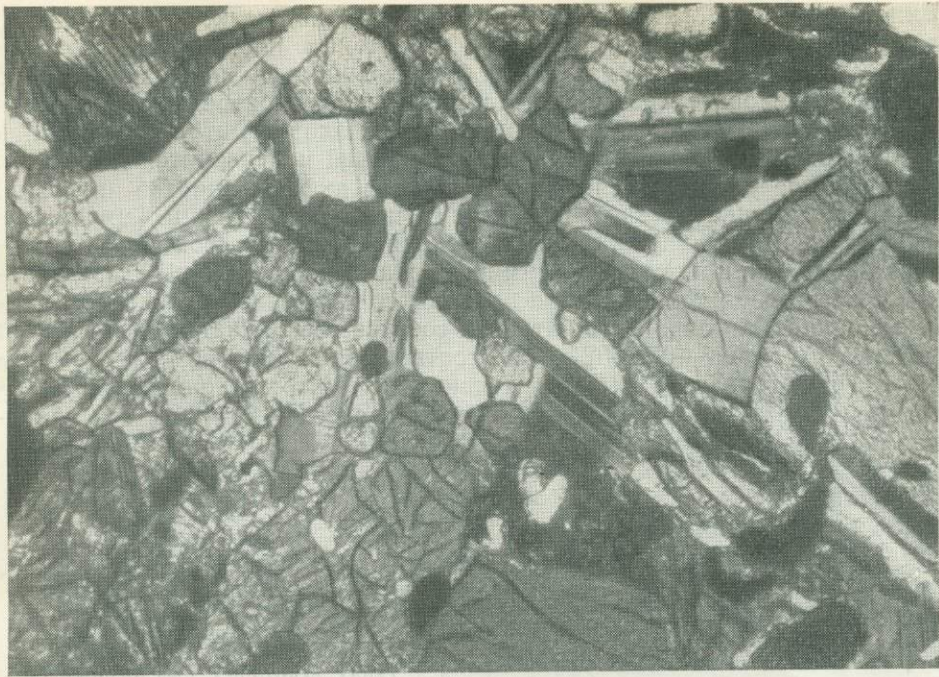


Рис. 63. Троктолитовая разность такситового габбро-долерита со структурами распада кристаллов оливина, Интрузия Второго порога (р. Курейка). Николи+, увел. 65, шл. 38в/60

ность 100—150 м), которые падают в этой части массива на север под $\angle 25\text{—}30^\circ$ (контакт с подстилающими песчаниками перми $0^\circ \angle 10^\circ$), а севернее выполаживаются и затем круто (угол порядка 50°) падают к северу (в северной части массива). Интрузия пойкилоофитовых долеритов, слагающая в основном Второй порог р. Курейки, обнажается вдоль нее на протяжении свыше 1 км.

В северной части этой интрузии имеется еще одна, но уже крутосекущая слабодифференцированная дайка габбро-долеритов с проявлением вкрапленного сульфидного оруденения. Падение дайки к северу, угол падения приближается к 90° , мощность дайки около 50 м. Она также, как и дайка интрузии Второго порога, обогащена оливином, во всяком случае, в отдельных участках. К этой дайке тяготеют пологозалегающие жилковидные и линзовидные тела габбро-долеритов, локализующиеся в пойкилоофитовых долеритах еще несколько севернее. Здесь же обнаружены наиболее поздние стекловатые жилки базальта с кучками зерен распавшихся кристаллов оливина (фиг. 62).

Габбро-долериты интрузии Второго порога (т. е. дайки, обнажающейся в южной части Второго порога р. Курейки) четко дифференцированы и представлены в нижней части интрузии пикритовой разностью, обогащенной оливином, а у кровли почти безоливиновой разностью с кварцем и микропегматитом. Все исследователи отмечают отсутствие закаленной зоны и постепенные переходы на расстоянии около 1 м от такситовых габбро-долеритов (фиг. 63) к пойкилоофитовым долеритам вмещающей интрузии. Тем не менее более мелкозернистая маломощная полоса с составом оливиновых габбро-долеритов в промежутке между такситовыми габбро-долеритами и вмещающими долеритами, по-видимому, может расцениваться как проявление контактового габбро-долерита

(Виленский и др., 1964). И макроскопически под микроскопом видно, что переходы от дифференциата к дифференциату постепенные.

Петрографический состав пород дифференциатов интрузии Второго порога, последовательность их распределения по разрезу, особенности проявления сульфидов и реакционных минералов в интрузии близки к таковым описанных выше норильских интрузий и приводятся ниже (см. табл. 20), где указываются также мощности дифференциатов интрузии.

Характеристика состава главных породообразующих минералов для всех дифференциатов интрузии, исходя из кристаллооптических констант минералов и имеющихся химических анализов (табл. 19), представлена нами в табл. 21. Здесь же приводятся имеющиеся кристаллооптические данные для них. Весь интервал составов выражается следующими пределами: оливин — 28—52% *Fa* (соответственно 32—50% по химанализам); клинопироксен 29—52% геденбергитового компонента (соответственно 22—35% по химанализам); ортопироксен — 23—34% *Fs*; плагиоклаз — 90—48% анортитового компонента.

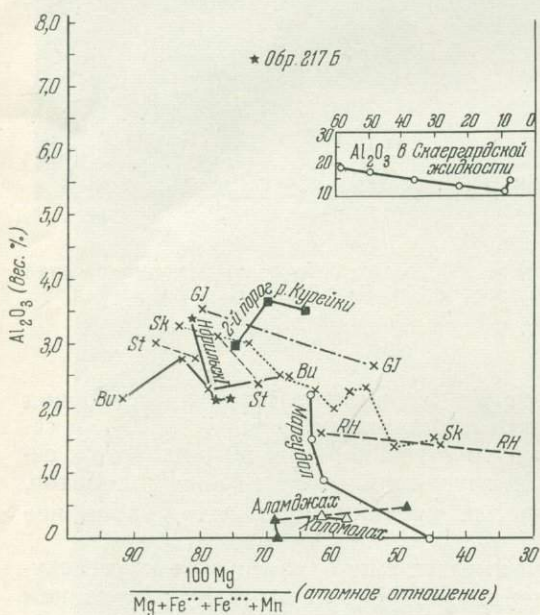


Рис. 64. Диаграмма зависимости содержания Al_2O_3 и отношения $\frac{Mg \cdot 100}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}$ в клинопироксенах некоторых расслоенных базальтоидных интрузий

Ви — Бушвельдский массив; *Ст* — Стиллуотер; *Ск* — Скаергаард; *ГЖ* — Гарб Вйлен; *РХ* — Ред Хили и график содержания Al_2O_3 в скаергаардской магме цитируются по Грину и Полдерваарту (Green, Poldervaart, 1964). Для клинопироксенов Сибирской платформы использованы данные по Маргудольскому интрузиву (Владимиров, 1962), интрузии Второго порога р. Курейки (Кравцова, 1963), Аламджахской и Холомолахской интрузий (Масайтис, 1953) и полученные данные для интрузии Норильск I (Золотухин, 1964)

Из табл. 19 можно видеть, что в клинопироксенах интрузии Второго порога имеет место увеличение содержания Al_2O_3 со спадом магнезиальности их состава, но это представляет скорее исключение из общего правила, чем закономерность.

Как можно видеть из рис. 64, тенденция магматических клинопироксенов к обеднению состава алюминием с падением отношения в них $\frac{Mg \cdot 100}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}$ проявляется достаточно четко для серий пород дифференцированных интрузий базальтоидного состава.

На фоне этой общей тенденции имеются отдельные отклонения, но в целом можно сказать, что состав рассматриваемых магматических клинопироксенов подчиняется закономерному падению содержания Al_2O_3 с падением магнезиальности расплава по мере его фракционирования, как это показано для скаергаардской магмы (Wager and Deer, 1939) на рис. 64.

Можно было видеть (Золотухин, 1964), что клинопироксены из интрузии Норильск I содержат значительно большие количества алюминия

Химический состав породообразующих минералов обр. 283 интрузии
Второго порога (Кравцова, 1963)

Окисел	Плагиоклаз в габбро-долеритах			Оливин в габбро-долеритах			Клинопироксен в габбро-долеритах		
	такситовом	пикритовом	оливиновом	такситовом	пикритовом	оливиновом	пикритовом	оливиновом (низы)	оливиновом (верхи)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53,25	52,26	52,21	35,72	37,67	35,53	51,30	50,75	50,41
TiO ₂	0,06	0,11	0,08	0,17	0,19	0,17	0,96	0,88	1,07
Al ₂ O ₃	28,61	29,50	28,86	0,50	1,00	0,44	2,91	3,65	3,48
Fe ₂ O ₃	0,80	0,58	0,90	3,03	1,98	3,19	1,56	1,79	1,60
FeO	0,21	0,21	0,34	37,35	25,62	37,27	7,41	9,34	11,15
MgO	0,54	0,44	0,65	21,79	31,48	21,63	16,00	14,10	13,12
CaO	11,79	12,09	12,59	0,52	1,40	0,50	18,89	18,02	17,36
MnO	Следы	0,03	Следы	0,57	0,39	0,54	0,18	0,23	0,30
K ₂ O	0,50	0,39	0,51	0,15	0,12	0,11	0,13	0,13	0,24
Na ₂ O	4,31	3,90	3,84	0,19	0,16	0,18	0,36	0,48	0,52
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	0,08	0,04	0,08	0,03	0,03	0,06
П. п. п.	0,30	0,63	0,41	0,32	0,54	0,38	0,76	0,86	0,77
H ₂ O ⁻	0,33	0,14	0,43	0,54	0,16	0,70	0,12	0,04	0,30
Сумма	100,77	100,54	100,87	100,93	100,75	100,72	100,61	100,30	100,37
Уд. вес	2,72	—	—	3,75	—	3,74	—	—	3,34
2V	—	—	—	-74°	-82°	-74°	+48°	+46°	+44°
Ng	—	1,570	—	1,776	1,741	1,765	1,716	1,715	1,720
Np	—	1,561	—	1,730	1,696	1,719	1,689	1,686	1,692
Состав по химическому анализу	An _{58,5} Ab _{38,5} Ort _{2,6}	An _{61,0} Ab _{36,7} Ort _{2,3}	An _{62,9} Ab _{34,5} Ort _{2,6}	Fa ₆₁	Fa ₃₃	Fa ₅₁	En _{46,9} Wo _{39,8} Fs _{13,3}	En _{43,1} Wo _{39,5} Fs _{17,4}	En ₄₀ Wo ₃₉ Fs ₂₁

Кристаллохимические формулы:

- (Ca_{0,02}K_{0,01}Na_{0,01}Mg_{0,93}Fe⁺²_{0,90}Fe⁺³_{0,07}Mn_{0,02}Ti_{0,003}Al_{0,02})[SiO₄]; f=51%.
- (Ca_{0,04}Na_{0,01}Mg_{1,25}Fe⁺²_{0,57}Fe⁺³_{0,04}Mn_{0,01}Al_{0,03})[SiO₄]; f=32,8%.
- (Ca_{0,02}Na_{0,01}Mg_{0,92}Fe⁺²_{0,89}Fe⁺³_{0,07}Mn_{0,01}Al_{0,01})[SiO₄]; f=51%.
- (Ca_{0,75}Na_{0,02}Mg_{0,23})(Mg_{0,66}Fe⁺²_{0,23}Fe⁺³_{0,04}Mn_{0,01}Ti_{0,03}Al_{0,03})[Al_{0,10}Si_{1,90}O₆]; f=23,3%.
- (Ca_{0,75}Na_{0,03}Mg_{0,22})(Mg_{0,58}Fe⁺²_{0,29}Fe⁺³_{0,05}Ti_{0,02}Al_{0,06})[Al_{0,10}Si_{1,90}O₆]; f=29,8%.
- (Ca_{0,70}K_{0,01}Na_{0,03}Mg_{0,23})(Mg_{0,51}Fe⁺²_{0,35}Fe⁺³_{0,05}Mn_{0,01}Ti_{0,03}Al_{0,05})[Al_{0,10}Si_{1,90}O₆]; f=35%.

при меньшей общей железистости, чем клинопироксены Аламджахской интрузии. Относительно высокие содержания алюминия в первых объясняются кристаллизацией их из магмы более магнезиальной и более недосыщенной кремнекислотой (Соболев, 1949). Тем не менее эти клинопироксены, судя по их кристаллохимическим формулам (см. также табл. 19), как и клинопироксены Аламджахской интрузии, являются пижонитами и имеют избыток магния и железа по отношению к кальцию. Для отличия таких обогащенных алюминием пижонитов от бедных разностей целесообразно называть их не авгитами, а авгит-пижонитами.

Результаты химического анализа типичного авгита из траппов (обр. 2176) приводились ранее (Золотухин, 1964). Кристаллохимическая формула его не имеет избытка магния и железа по отношению к кальцию. Клинопироксен этот, однако, не может считаться магматическим (см. рис. 63), а представляет псевдоморфозы метасоматического зеленого авгита по первичному авгит-пижониту долерит-пегматитовых обособлений. Подобные зеленые авгиты отмечены в метасоматически измененных породах и не только в Норильском районе (Золотухин и Васильев, 1964), но и в других местах западной и центральной части Сибирской платформы (Надеждина и др., 1962; Юдина, 1965₂). Такие авгиты могут иметь широкий диапазон железистости, причем наиболее обогащенные окисным железом разности следует уже считать ферриавгитами.

Структурные особенности пород мало отличаются от таковых соответствующих аналогов интрузии Норильск I. Правда, можно отметить появление крупных пойкилокристов оливина не только в такситовых, но и в оливиновых габбро-долеритах, что реже наблюдается в норильских интрузиях.

Средний химический состав каждого из дифференциатов интрузии приводится в табл. 17. По этим данным нами построены окисловые профили через интрузию, и, вычислены коэффициенты фракционирования (рис. 65).

Диаграмма построена по средним данным, приводимым А. М. Виленским и др. (1964). Это наиболее маломощная интрузия из всех рассмотренных. Тем не менее в ней четко проявляются те же главнейшие особенности, что и для норильских дифференцированных интрузий.

Пикритовый горизонт характеризуют интенсивные максимумы MgO и FeO и соответственно — содержания оливина в породах горизонта. Пироксены имеют два максимума распространения: 1) в пикритовом горизонте и 2) в оливинсодержащих габбро-долеритах с кварцем, где также отмечается второй (менее значительный) максимум FeO . Для пикритового горизонта отмечены интенсивные минимумы содержания SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , что увязывается с резким минимумом содержания плагиоклаза в этом горизонте, а также минимумы Fe_2O_3 , Na_2O и K_2O . В обе стороны по разрезу интрузии наблюдается постепенное увеличение содержания SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O . Исключением являются оливинсодержащие (с кварцем) габбро-долериты, где наблюдается довольно резкое уменьшение (по сравнению с оливиновыми габбро-долеритами) содержания Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 . В то же время количество плагиоклаза здесь не уменьшается, а увеличивается, что фиксирует поoxidление плагиоклаза в прикравельной части интрузии и появление здесь калиевого полевого шпата.

Такситовым габбро-долеритам соответствует крупный максимум серы. Здесь же фиксируются повышенные содержания Fe_2O_3 и FeO , что указывает на обогащенность горизонта сульфидами железа и магнетитом. Обращает на себя внимание противоположный знак изменения содержания FeO и Fe_2O_3 в каждом из горизонтов по разрезу интрузии. Это наводит на мысль, что такая картина объясняется не столько изменением общего количества железа, сколько процессами восстановления — окисления его в ходе дифференциации исходной магмы, причем окисление преобладало в такситовых и оливиновых габбро-долеритах.

В обе стороны от горизонта пикритовых габбро-долеритов значения коэффициента железистости (фракционирования) нарастают. Коэффициент такситовых габбро-долеритов приближается к таковому для среднего химического состава интрузии. Изменение плотности пород повторяет кривые изменения содержания в них оливина и особенно — MgO . Повышенные значения плотности всех пород по разрезу, по-видимому, объясняются здесь значительным содержанием в них магнетита и

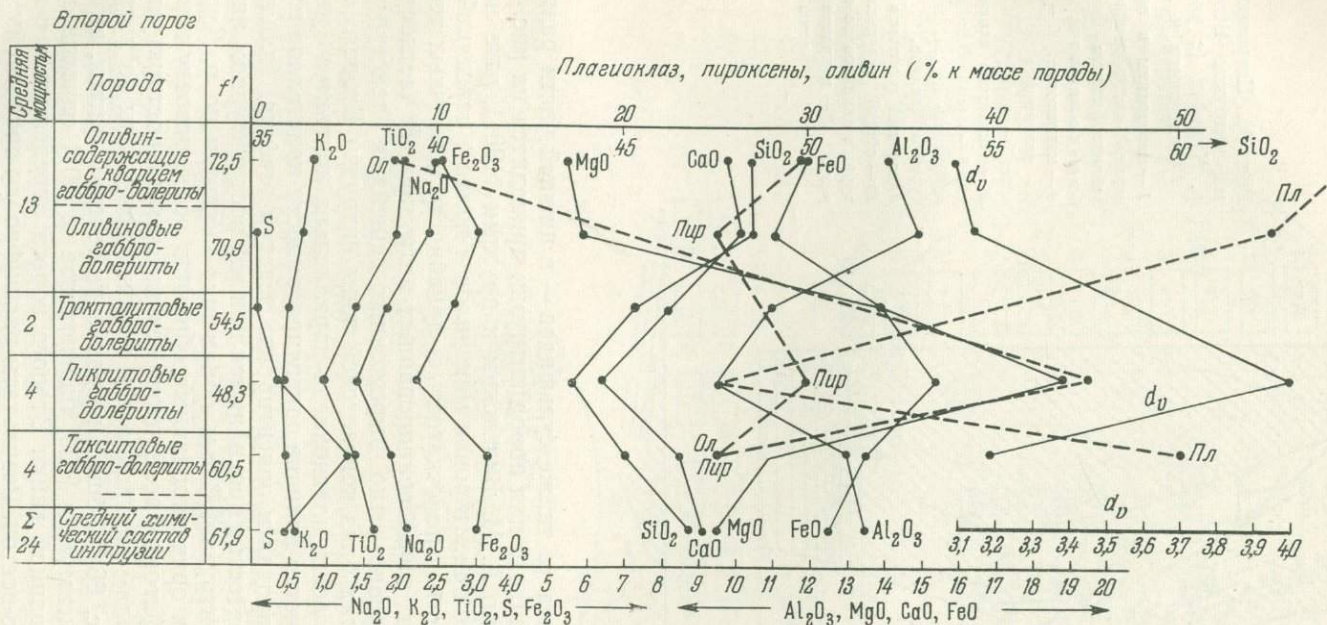


Рис. 65. Вариационная диаграмма окислов и распространения главных минералов по разрезу пород интрузии Второго порога р. Курейки (объяснение в тексте)

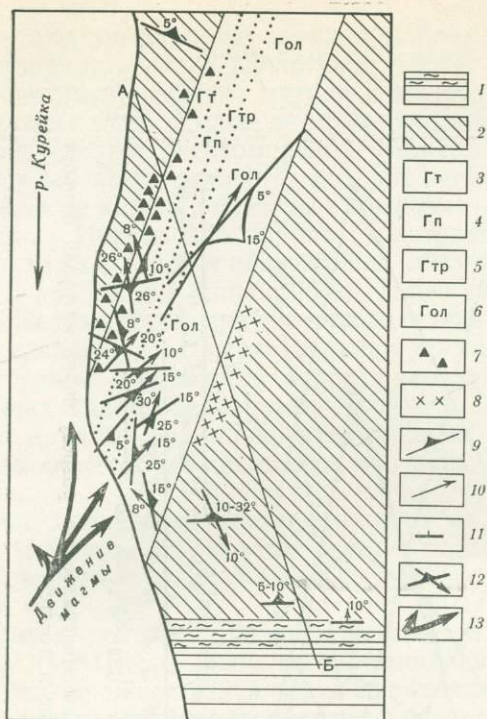


Рис. 66. Петрологическая схема интрузии Второго порога р. Курейки (с учетом данных Виленского и др., 1964)

1 — алевролиты и песчаники P_1 , в верхней части ороговикованные, 2 — пойкилоофитовые долериты. Габбро-долериты: 3 — такситовые, 4 — пикритовые, 5 — троктолитовые, 6 — оливиновые и оливиносодержащие; 7 — сульфидная вкрапленность, 8 — контакто измененные долериты, 9 — планпараллельность, 10 — линейчатость по данным микроструктурного анализа, 11 — направление плоскостей контакта и слоистости, 12 — общий результат микроструктурных анализов по оливину по разрезу, 13 — направление движения магмы



титано-магнетита (а также сульфидов — в нижней части разреза). Диаграмма Заварицкого для пород интрузии приводится на рис. 88.

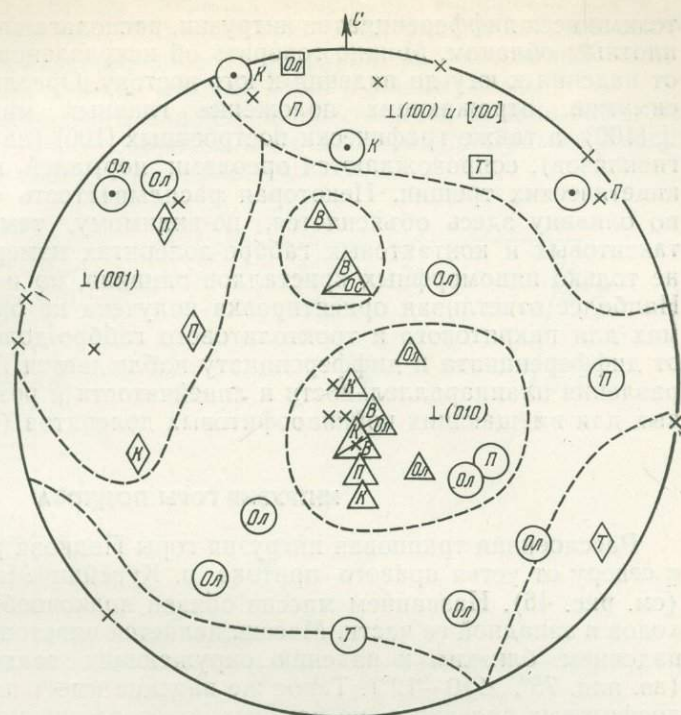
Как отмечено А. М. Виленским и другими (1964), уже макроскопическое изучение ориентировки минералов и полос с различной текстурой позволяет наметить полосчатость и линейность первичных текстур течения в курейских дифференцированных интрузиях. В частности, ими показано «появление четко выраженных линейных текстур течения» в габбро-долеритах близ контактовой зоны интрузии Второго порога, где «ориентировка лейст плагиоклаза параллельна контакту» (рис. 66).

Еще более четко наличие ориентированности кристаллов плагиоклаза и оливина в породах и ориентировка текстур течения (планпараллельность и линейчатость) проявляются при микроструктурном анализе дифференциатов интрузии. Вдоль обнажения интрузии по р. Курейке была отобрана серия ориентированных образцов по ее разрезу и из вмещающих пойкилоофитовых долеритов. Результаты микроструктурных анализов по кристаллам плагиоклаза и оливина приведены на петроструктурной схеме (рис. 66). Общее направление течения магмы, интерпретированное по максимумам [100] плагиоклаза и [001] оливина в пределах дифференцированной дайки Второго порога определилось с юго-запада на север-северо-восток. Результаты расшифровки ориентирных диаграмм по плагиоклазу и оливину из пород разреза можно видеть на сводных ориентирных диаграммах максимумов (по плагиоклазу — рис. 67, по оливину — рис. 68).

И на той и на другой диаграммах можно заметить основной ореол максимумов, отражающий положение плоскости контакта и перекрывающий нормали к ее видимым участкам. Ореол состоит представи-

Рис. 67. Сводная вариационная ориентирная диаграмма максимумов по плагиоклазу разреза интрузии Второго порога (р. Курейка)

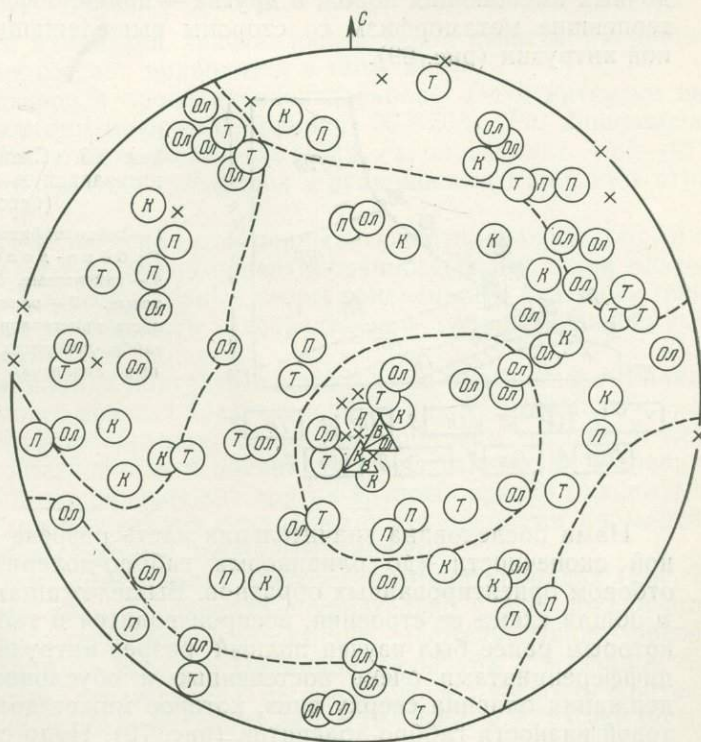
1 — осадочные вмещающие породы перми; 2 — вмещающие пойкилофитовые долериты. Габбро-долериты: 3 — контактовые, 4 — такситовые, 5 — пикритовые, 6 — оливиновые, 7 — нормали к видимым плоскостям контактов, 8 — нормали к макротрещинам отдельности, 9 — $\perp (010)$, 10 — $\perp (001)$, 11 — $\perp (100)$, 12 — $[100]$



Ос	1	В	2	К	3	Т	4	П	5	Ол	6	△	7
×	8	△	9	◇	10	□	11	○	12				

Рис. 68. Сводная вариационная ориентирная диаграмма максимумов по оливину для интрузии Второго порога, р. Курейка

1 — осадочные вмещающие породы перми; 2 — вмещающие пойкилофитовые долериты. Габбро-долериты: 3 — контактовые, 4 — такситовые, 5 — пикритовые, 6 — оливиновые, 7 — нормали к наблюдаемым контактам, 8 — нормали к макротрещинам отдельности, 9 — максимумы оливина. Пунктир — ограничение ореолов максимумов с рис. 67



Ос	1	В	2	К	3	Т	4	П	5
Ол	6	△	7	×	8	○	9		

телями всех дифференциатов интрузии, располагающихся на диаграммах плотным облаком. Можно говорить об искривлении плоскости контакта от падения к югу до падения к юго-востоку. Ореолы сопряженных максимумов, отражающих положение главных максимумов $\perp(001)$ и $\perp(100)$, а также графически построенных $[100]$ (на диаграмме для плагиноклазов), сопровождаются ореолами нормалей к системам эндосинкнетических трещин. Некоторая расплывчатость ореолов максимумов по оливину здесь объясняется, по-видимому, тем, что в оливиновых, такситовых и контактовых габбро-долеритах измерялась ориентировка не только идиоморфных кристаллов оливина, но и его пойкилокристов. Наиболее отчетливая ориентировка получена на ориентирных диаграммах для пикритового и троктолитового габбро-долерита. При переходе от дифференциата к дифференциату наблюдается преемственность направления планпараллельности и линейчатости и резкое отличие от таковых для вмещающих пойкилоофитовых долеритов (см. рис. 66).

ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ПОДКОВА

Расслоенная трапповая интрузия горы Подкова расположена в 10 км к северу от устья правого притока р. Курейки Малой Типтур-Орокты (см. рис. 46). Названием массив обязан подковообразной форме ее выходов в западной ее части. Массив является пластовой залежью с общим падением, близким к падению окружающих осадочных пород перми (аз. пад. 75° , $\angle 10-12^\circ$). Такое же падение имеет пластовое тело пойкилоофитовых долеритов, на которых непосредственно располагается дифференцированная интрузия. В контакте между ними отмечены ороговикованные породы (мощность их не превышает 10 м). В одних случаях это, по-видимому, маломощная пачка, ороговикованная интрузиями, осадочных вмещающих пород, в других — пойкилоофитовые долериты, претерпевшие метаморфизм со стороны вышележащей дифференцированной интрузии (рис. 69).

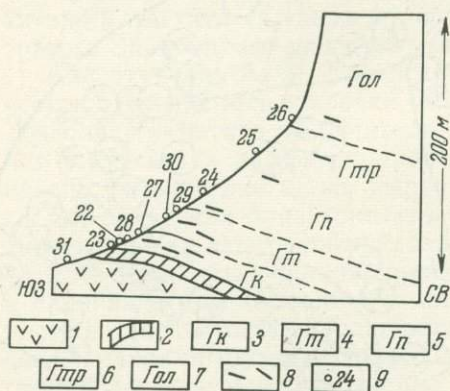


Рис. 69. Схематический разрез через юго-западную часть горы Подкова (бассейн р. Курейки)

1 — пойкилоофитовые долериты, 2 — роговики, Габбро-долериты: 3 — контактовые, 4 — такситовые, 5 — пикритовые, 6 — троктолитовые, 7 — оливиновые, 8 — планпараллельность кристаллов плагиноклаза и оливина в габбро-долеритах (по данным микроструктурных анализов), 9 — точки взятия и номера образцов

Нами обследована значительная часть разреза интрузии в ее западной оконечности (до оливиновых габбро-долеритов включительно) с отбором ориентированных образцов. Вышележащая часть интрузии, как и общая схема ее строения, воспроизводится в табл. 20, по Л. В. Яхно, которым ранее был изучен полный разрез интрузии. Переходы между дифференциатами очень постепенные и обусловлены увеличением содержания оливина сверху вниз, которое может достигать 25% в пикритовой разновидности габбро-долеритов (рис. 70). Надо сказать, что, несмотря на проявившееся подобие схемы строения, полнота дифференциации здесь намного уступает таковой интрузий Норильского района. Тем не

менее, как можно видеть на профилях содержания минералов вдоль разреза, приводимых на рис. 70, конфигурация их близка таковой окисловых профилей дифференцированных интрузий, рассмотренных выше со всеми характерными для них максимумами и минимумами.

Результаты химического анализа контактовых и оливин-биотитовых (троктолитовых) габбро-долеритов и их место на диаграмме Заварицкого приводятся в табл. 17 и на рис. 88.

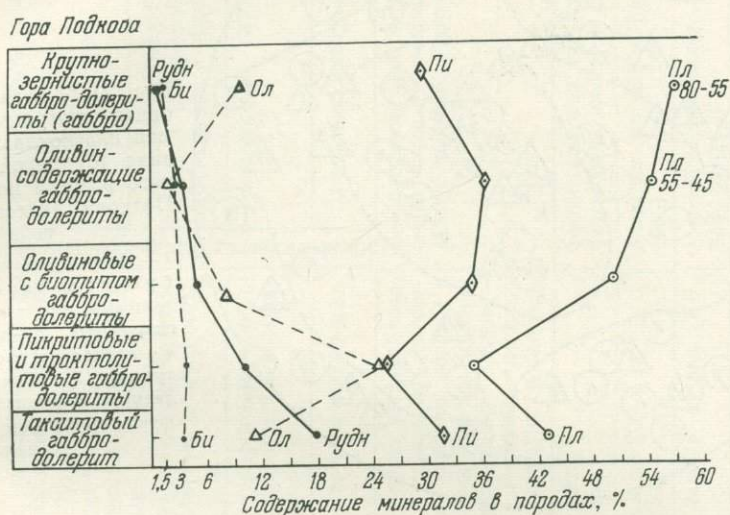


Рис. 70. Вариационная диаграмма содержания минералов по разрезу горы Подкова (бассейн р. Курейки). Составлена с использованием данных А. В. Яхно (ТГУ, 1958)

Закономерности изменения кристаллооптических свойств минералов и соответственно их состава приводятся в табл. 21.

Интервалы составов в пределах обследованной части интрузии выражаются следующими цифрами: оливин 25—50% *Fa*, клинопироксен — 26—46% *Hed*, ортопироксен — 29—32% *Fs*, плагиоклаз — 85—45% *An*. Особенности проявления сульфидов и реакционных минералов отражены в табл. 21.

Микроструктурное изучение отобранных ориентированных образцов (см. рис. 69) показало хорошую ориентированность кристаллов плагиоклаза и оливина. Петроструктурные узоры ориентирных диаграмм обнаруживают обычные особенности распределения главных максимумов (субортогональность).

Сводная вариационная диаграмма максимумов плагиоклаза и оливина для исследованного разреза представлена на рис. 71. Нормали к видимым участкам контакта окружаются плотным облаком — ореолом главных максимумов плагиоклаза и оливина всех изученных дифференциатов. С этим ореолом сопряжены два других крупных ореола максимумов. Ореолы максимумов минералов сопровождаются ореолами нормалей к проявившимся здесь системам трещин отдельности.

Построенная нами ориентирная диаграмма второго порядка (рис. 72) на базе диаграммы рис. 71 показала сравнительно узкую локализацию максимумов второго порядка, отражающих местоположение ореолов максимумов диаграммы рис. 71. Планпараллельность кристаллов оливина и плагиоклаза, отражающая изгибающуюся плоскость контакта, имеет направление (азимут падения) 44° , $\angle 18-105^\circ$, $\angle 22^\circ$. Судя по максимуму второго порядка с азимутом 210° , $\angle 30^\circ$, которому принадлежат

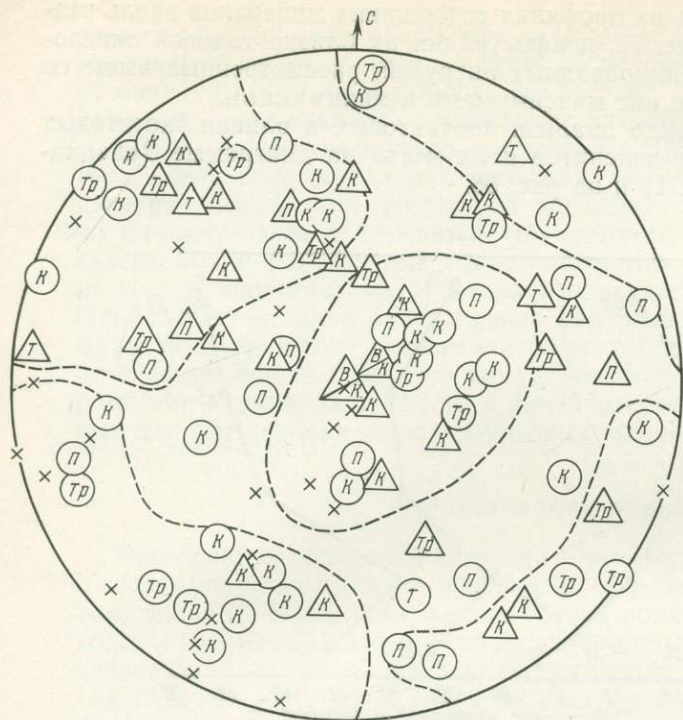


Рис. 71. Сводная вариационная диаграмма максимумов плагиоклаза (9) и оливина (8) пород юго-западного разреза интрузии горы Подкова (бассейн р. Курейки)

1 — вмещающие породы. Га б-ро-долериты: 2 — контактовые, 3 — такситовые, 4 — пикритовые, 5 — троктолитовые, 6 — нормали к системам макротрещин, 7 — нормали к наблюдаемым плоскостям контакта. Пунктир — контуры ореолов максимумов

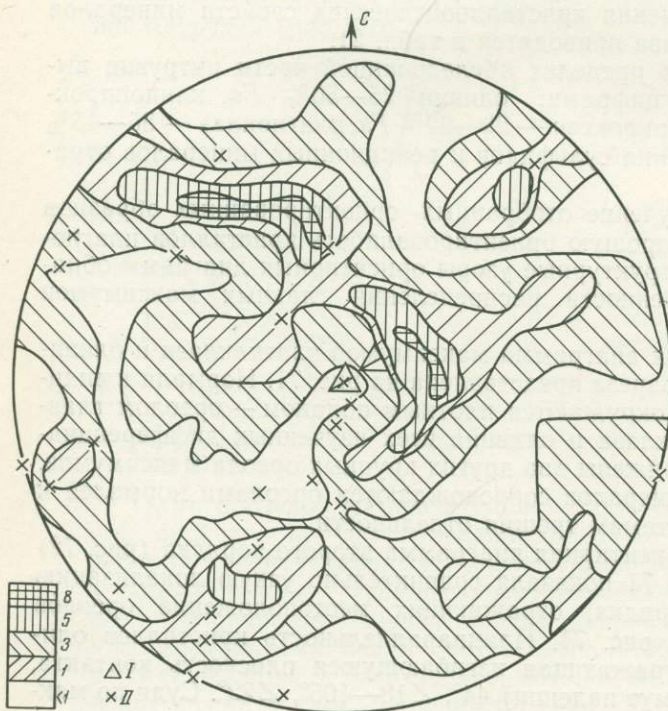
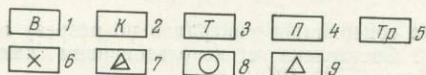


Рис. 72. Ориентирная диаграмма второго порядка для максимумов плагиоклаза и оливина пород юго-западного разреза интрузии горы Подкова (бассейн р. Курейки)

Построена на основе 88 максимумов. 1—3—5—8 — изолинии плотности распределения максимумов. I — нормали к наблюдаемым плоскостям контактов; II — нормали к системам макротрещин

Сводные данные петрографического состава и строения некоторых Курейских трапповых интрузий *

Горизонт (по М. Н. Годлевскому)	Второй порог	Подкова	Озерная
В	Безоливиновые габбро-долериты, долерит-пегматиты	Крупнозернистые габбро-долериты до габбро с габбро-офитовой и призматически офитовой структурами	Разности такситовых габбро-долеритов
Г	Оливиносодержащие с кварцем габбро-долериты (мощность—13,75 м)		
Д	Троктолитовые и пикритовые габбро-долериты (мощность 5,5 м)	Троктолитовые и пикритовые габбро-долериты с такситоофитовой и пойкилоофитовой структурами	Такситовый горизонт с самородным железом и сульфидами. Оливиновые габбро-долериты с биотитом
Е	Такситовые и контактовые габбро-долериты (мощность 4,75 м)	Такситовые и контактовые габбро-долериты	Троктолитовый габбро-долерит
Проявления сульфидов	Вкрапленность в пикритовых и такситовых габбро-долеритах. Уплотненность вдоль слоистости интрузии. В ближнем экзоконтакте (1—1,5 м) шлиры и жилки. Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит	Вкрапленность (а также шлиры) появляется, начиная с оливиновых габбро-долеритов и ниже, особенно обильна в такситовых габбро-долеритах. Крупные вкрапленники, расслоенные, мелкие—интерстиционные. Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, валлеириит	Оливиновые габбро-долериты
Проявления сульфидов	Вкрапленность в пикритовых и такситовых габбро-долеритах. Уплотненность вдоль слоистости интрузии. В ближнем экзоконтакте (1—1,5 м) шлиры и жилки. Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит	Вкрапленность (а также шлиры) появляется, начиная с оливиновых габбро-долеритов и ниже, особенно обильна в такситовых габбро-долеритах. Крупные вкрапленники, расслоенные, мелкие—интерстиционные. Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, валлеириит	Вкрапленность сверху и внизу интрузии, в том числе в экзоконтакте в ороговикованных породах. Пирротин, халькопирит
Реакционные минералы, проводящие сульфиды	Биотит, амфибол, иддингсит, хлорит, титаномагнетит	Биотит, титаномагнетит	Биотит, амфибол, титаномагнетит (вверху—самородное железо и когенит)
Средняя мощность интрузии	24 м	Видимая мощность до 200 м	Мощность до 120 м (по Баженову и др., 1959)
Форма интрузии	Пластообразное пологосекающее тело с пад. ЮЮЗ $\angle 10-20^\circ$	Пластообразная залежь с пад. СВ, $\angle 10-12^\circ$	Пластообразная залежь с общим падением ЮЗ, $\angle 10-20^\circ$
Вмещающие породы	Пойкилоофитовые долериты Курейской интрузии	Пойкилоофитовые долериты и осадочные породы P ₂	Пойкилоофитовые долериты и осадочные породы P ₂

* Кроме собственных материалов при составлении таблицы использованы данные А. М. Виленского и др. (1964), И. К. Баженова и др. (1959), Е. В. Тугановой (1960) и А. В. Яхно.

Содержание минералов и их состав * для некоторых Курейских интрузий **

Горизонт, по М. Н. Годлевскому		Оливин (в % <i>Fa</i> мол.) ***			Плагиоклаз (в % <i>Al</i> мол.)			Клинопироксен (в % <i>Hed, Klen, Di</i> мол.)			Ортопироксен (в % <i>Fs</i> мол.)		
		Второй порог	Подкова	Гора Озерная	Второй порог	Подкова	Гора Озерная	Второй порог	Подкова	Гора Озерная	Второй порог	Подкова	Гора Озерная
В	<i>Ng</i>	1,776						1,728					
	<i>Np</i>	1,735						1,705					
	<i>2V</i>	(-) 77°						(+) 46—44°					
	<i>cNg</i>	—						40—42°					
	Состав	52			48—70	45—55 до 30—55 в габ-бро		<i>Hed</i> 52—35 <i>Klen</i> 7—29 <i>Di</i> 41—36					
	Содержание, %	0—5	2		54	54		40—36	36			Единичные зерна	
Г	<i>Ng</i>	1,761		1,750—1,709				1,716		1,719			
	<i>Np</i>	1,719						1,686		1,692			
	<i>2V</i>	(-) 74°	(-) 76—80°	(-) 72—77°, очень редко—79—81°				(+) 40—44°	(+) 49—51°; 44—45°	(+) 58—45°; 40°			
	<i>cNg</i>									41—42°; 44°		(-) 55—58°	
	Состав	44—50	35—45	55—43, редко 34—88	53—72	78,60	83—70— —55—32	<i>Hed</i> 29—29 <i>Klen</i> 25—38 <i>Di</i> 46—33	41—46 36—33 23—21	29—35 43—34 28—31	34	29—32	
	Содержание, %	5—14	8—10	10—15	50—54	50	45—50	23—36	35	35—40	Единичные зерна	Единичные зерна	

Д	<i>Ng</i>	1,730—1,741						1,712—1,720					
	<i>Np</i>	1,692—1,696						1,692—1,694					
	2 <i>V</i>	(-)81—83°	(-)79—80° до (-)84°	77—82°, редко 74—77°, очень редко —84°				(+)47—52°	(+)45—48	Зональ- ность (+)46— 37°	(-)70— 80°	(-)51°	
	<i>cNg</i> Состав	28—32	35—38 до 25	30—43 редко 43—50,25	61—90 до 48	85,60, 50	84—73— 58—47	<i>He d</i> 29— 37,22 <i>Klen</i> 43— 24,45 <i>Di</i> 28—39,33	41—43° 26—36 46—38 28—26	42° 30 42—40 27—30	22—24	35	
	Содержание, %	18—53	25	15—20	25—53	35	45—40	16—25	25	30—35	1—8	Единиц- ные зерна	
Е	<i>Ng</i>	1,747—1,776						1,711—1,728					
	<i>Np</i>	1,717—1,730						1,692—1,701					
	2 <i>V</i>	(-)78—74°	(-)74—81°	(-)79—80°				(+)44—48°	(+)47; 42°	(+)47; 42°	(-)59°	(-)54°	
	<i>cNg</i> Состав	35—49	50—34	38—35	60—72 до 8	45—82	80—69— 52—41	38—42° <i>Hed</i> 35—48 <i>Klen</i> 24—13 <i>Di</i> 41—39	41,5—43° 30 42—41 27—29	42° 30 43—41 27—29	29	32	
	Содержание, %	12—15	10—12	10—55	45—55	40—46	45—50	30—40	30—33	35—40	3—5	Единиц- ные зерна	

* Для интрузии Второго порога учтены данные (в скобках) химических анализов (см. табл. 19), для остальных—только по оптике (Трёгер, 1958; Винчелл, 1949).

** При составлении таблицы кроме собственных материалов использованы данные Е. Б. Тугановой (1960), А. М. Виленского и др. (1964), а также А. В. Яхно.

*** Часто кристаллизуется в виде пойкилокристов (1—3 мм), включающих кристаллы плагиоклаза.

крупные максимумы [001] оливина, он отражает преобладающее направление растягивающих усилий в магме и совпадает в данном случае с направлением течения магмы, если принимать во внимание общую вытянутость и погружение массива. Вообще же пределы ориентировки линейных элементов более широкие: азимут 210° , $\angle 30-44^\circ$, $\angle 0-22^\circ$, т. е. кое-где отмечается даже встречный наклон, что, по-видимому, объясняется неровностью ложа интрузии.

ИНТРУЗИЯ ГОРЫ ОЗЕРНОЙ

Слабодифференцированная трапповая интрузия горы Озерной располагается (см. рис. 46) в правобережье верховий р. Типтур-Орокты (бассейн р. Курейки в 125 км к северо-востоку от ее устья). Интрузия локализуется среди осадочной угленосной песчано-сланцевой толщи пелятинской свиты верхнепермского возраста (см. рис. 81). В месте выхода на дневную поверхность интрузия на значительной площади подстилается силлом пойкилоофитовых долеритов (мощность его по данным И. К. Баженова и др. (1959), не менее 100 м). Породы вмещающей толщи в месте выхода интрузии на дневную поверхность падают к юго-востоку под $\angle 5-10^\circ$. Тела долеритов и габбро-долеритов падают в северной части горы Озерной в том же направлении. В юго-восточной части горы Озерной между обоими телами пластовых интрузий находится маломощный прослой графитизированных ороговикованных пород. Несомненно выше по склону среди габбро-долеритов имеется участок интенсивно-ороговикованных пород, представляющих, по-видимому, сохранившийся от эрозии краевой блок пойкилоофитовых долеритов, вдающийся в габбро-долериты и метаморфизованный этой более поздней интрузией, судя по реликтовым структурам.

Среди метаморфизованных пород здесь наблюдается достаточно густая вкрапленность сульфидов (пирротин, троилит). Вкрапленники тяготеют к трещинам, чаще послойным, имеют в диаметре 0,1—10,0 мм и соединяются тонкими проводничками (рис. 73, 74, 75)¹.

Нижняя часть интрузии габбро-долеритов представлена оливиновой разностью и имеет редкую вкрапленность сульфидов (пирротин, халькопирит), которая выше затухает и снова появляется уже в верхней части разреза совместно с самородным железом.

Распределение оливина в породах очень неравномерно. Широко развитая здесь вдоль по разрезу такситовая текстура затрудняет подсчет количественных соотношений минералов, тем не менее относительное обогащение оливином нижней части разреза пород (но не самой нижней — контактовой) по сравнению с обычной оливиновой разностью дает основание назвать их троктолитовыми габбро-долеритами. Самая верхняя часть разреза явно обеднена оливином.

Схема выделения разновидностей проявившихся в этом участке долеритов представлена в табл. 20.

Учитывая специфичность интрузии в отношении широкого развития в разрезе такситовой текстуры и появления здесь самородного железа дадим кратко петрографическое описание двух главнейших разностей пород.

Такситовый габбро-долерит (троктолитовая разность). Структура от офитовой (соотношения оливин — плагиоклаз) до пойкилоофитовой (соотношения плагиоклаз — клинопироксен). Текстура атакситовая с резко меняющейся величиной и формой кристаллов.

¹ Присутствие троилита доказано рентгенометрически (рентгенолог Н. И. Зюзин, ИГиГ СО АН СССР) и травлением в HCl.



Рис. 73. Изометричные вкрапленники сульфидов (пирротин-трохилитового состава) в экзоконтактных роговиках интрузии горы Озерной (бассейн р. Курейки). Вкрапленники располагаются вдоль пластовой системы трещин отдельности. Николи II, увел. 25, шл. 15а/60

Порода состоит из оливина (15—20%), клинопироксена (30—35%), плагиоклаза (45—40%), биотита, магнетита, редко рассеянных зерен сульфидов. Под микроскопом очень напоминает троктолитовую разновидность такситового габбро-долерита интрузии Норильск I.

Плагиоклаз представлен вытянутыми таблицами с различными размерами. Крупные кристаллы имеют средний размер 0,8—0,3 мм — 2,0×0,55 мм. Крупные зональные таблицы имеют до четырех зон, но обыкновенно здесь плохо проявляется полисинтетическое двойникование. Состав: ядро — № 80—84, широкий край — № 68, узкий внешний край № 52. Там, где хорошо выражены полисинтетические двойники, зональность проявляется слабо. Большею частью в породе присутствуют мелкие продолговатые таблички и лейсты плагиоклаза. В относительно широких табличках (0,3×0,15 мм) проявляется зональность (до трех зон), в узких — зональность заметна плохо. Средние размеры этих кристаллов (0,3—0,9)×(0,05—0,15) мм, причем в ядрах — № 69—70, в краевых частях — № 40—44. Иногда в ядре появляются пятнообразные участки, погасающие одновременно с узкой краевой каймой.

Более крупные кристаллы образуют как порфирировидные выделения, так и целые «скопления» или участки с крупнозернистой структурой. В участках с мелкими лейстами наблюдается «войлок» с изометричными мелкими зернами оливина в интерстициях (0,05—0,15 мм в диаметре), кое-где здесь наблюдается микрогранобластовая структура.

Оливин представлен как сравнительно крупными идиоморфными кристаллами (вернее их сечениями в шлифе) со средними размерами 1,2—0,4 мм в диаметре, так и множеством мелких изометричных зерен — гранул (средние размеры 0,05—0,15 мм до 0,3 мм в диаметре). Иногда они имеют неправильные угловатые формы и, по-видимому,

представляют части отдельных распавшихся кристаллов. Кое-где в кристаллах оливина видно блоковое мозаичное строение, но идиоморфная форма исходного зерна все еще сохраняется. Часто изометричные кристаллы оливина облекаются каймой клинопироксена. Массовые измерения угла $2V$ в оливинах показали, что подавляющее большинство кристаллов имеет в составе 38—30% *Fa* (Трёгер, 1958). Отмечены также одиночные зерна с составом 25, 43 и 50% *Fa*. Следует отметить появление единичных крупных кристаллов (1,5—2 мм в диаметре) в краях, имеющих включения кристаллов плагиоклаза. Состав таких пойкилокристов оливина наиболее железистый.

Особенно часто пойкилокристы оливина появляются в приконтактовой части троктолитового горизонта, но здесь же широко представлены и гранулированные формы оливина. С крупными кристаллами оливина иногда соприкасаются пойкилокристы ромбического пироксена, на некотором протяжении или целиком облекающие зерна оливина. В участках с мелкими изометричными зернами оливина иногда наблюдаются изометричные зерна двойникового плагиоклаза. Такие участки имеют гранобластовую структуру. В кристаллах оливина отмечается масса мелких и мельчайших газовых включений (0,008—0,02 мм в диаметре).

В приконтактовой разности троктолитовых габбро-долеритов изредка (ор. шл. 13д/60) наблюдаются пойкилокристы оливина (диаметром 0,5—2 мм) с включением не только вытянутых лейст плагиоклаза, но и изометричных вростков плагиоклаза, причем последние погасают одновременно, т. е. здесь проявляются образования типа плагиоклаз-оливиновых пегматоидных сростаний.

В этом же шлифе можно видеть еще более оригинальные пегматоидные сростки плагиоклаза (78% *An*) и оливина ($2V = (-)$ 76°, 45% *Fa*) в пределах эллипсоидного участка (3—5 мм в диаметре). Оливин образует здесь стеблевидные узкие узловатые «вилки» с монокристаллическим погасанием (рис. 76). В контактовых частях упомянутого «эллипса» такие стеблевидные кристаллы прилегают к изометричным более крупным зернам оливина и гаснут одновременно с ними. Длина «стеблей» в среднем 2—3 мм, диаметр их конечных утолщений 0,1—0,3 мм. В контактовой части «эллипса», где присутствуют сростки «вилки» оливина с нераспавшимися кристаллами плагиоклаза, видно, что оливин располагается вдоль двойниковых швов кристаллов плагиоклаза.

В пределах всей остальной площади упомянутого «эллипса» таблитчатые кристаллы плагиоклаза уже в значительной степени распались на мелкие изометричные (0,08—0,15 мм в диаметре) или лейстовидные зерна (средняя длина 0,1—0,3 мм) с образованием гранобластовой структуры. При таком распаде кристаллов плагиоклаза соответствующие вилокподобные вростки оливина сохраняются (см. рис. 76), давая монокристаллическое погасание в скрещенных николях. Разнопогасающие «стебли» оливина могут пересекаться. В пределах описываемого эллипсоидного участка имеется некоторое количество отдельных от «стеблей» мелких изометричных зерен оливина (средний размер 0,08 мм в диаметре). Кое-где видно, что они в офитовых соотношениях с плагиоклазом. Иногда зерна оливина здесь погасают кучками, т. е. образуют нечто вроде пойкилокристов.

Клинопироксен, как и одиночные зерна ортопироксена, представлен пойкилокристами в виде дендритов и бесформенных пятен (1,5 мм до 3 мм в диаметре). Пойкилокристы клинопироксена встречаются в участках с разной зернистостью, кое-где в них наблюдаются простые двойники и буроватый до сиреневого оттенка, иногда очень насыщены лейстами плагиоклаза и изометричными зернами оливина. Состав пироксена приводится в табл. 21.

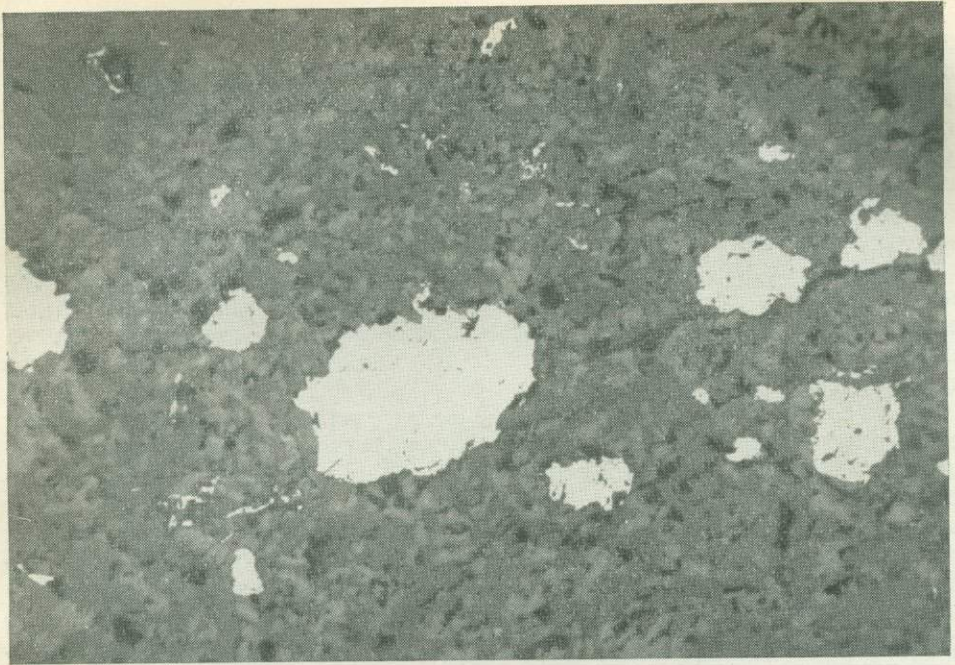


Рис. 74. Вкрапленники пирротин-троилитового состава в роговиках горы Озерной до травления HCl. Отраж. свет, увел. 66, аншл. 15а/60

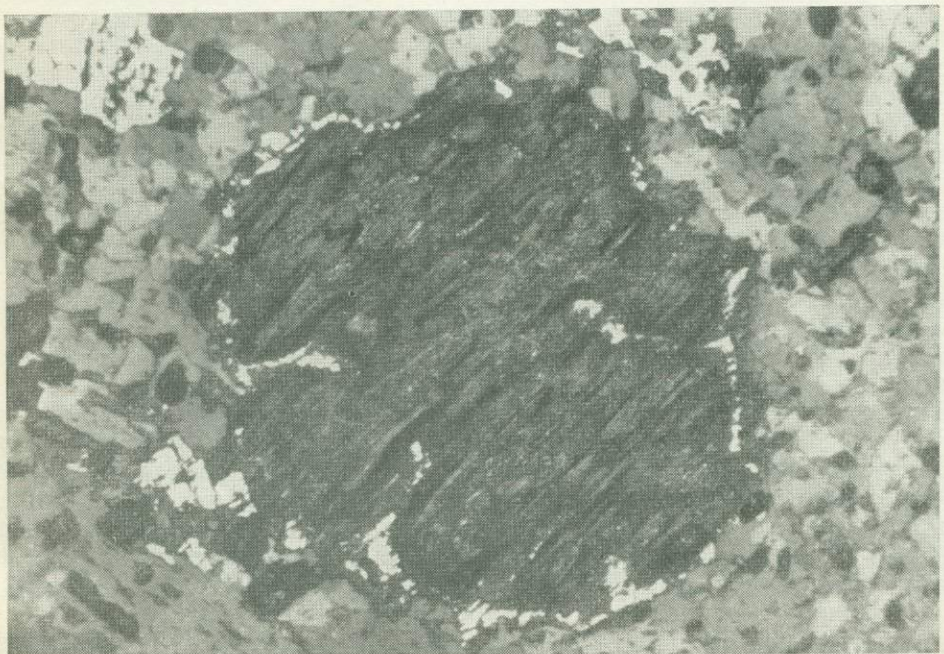


Рис. 75. Вкрапленник пирротин-троилитового состава в роговиках горы Озерной после травления HCl. Можно видеть каймы сохранившегося пирротина и вытравленную центральную — троилитовую часть. Отраж. свет, увел. 200, аншл. 15а/60

Биотит отмечен в виде отдельных чешуек 0,1—0,5 мм в диаметре, обычно приурочен к выделениям магнетита (0,1—0,5 мм в диаметре) и иногда в виде каем красно-бурого и оранжевого цвета. У чешуек биотита наблюдаются четкие контакты с зернами оливина. Совместно с биотитом иногда наблюдаются чешуйки сине-зеленого и зеленого амфибола (средний размер 0,1—0,3 мм), которые образуют оторочки по ромбическому и моноклинному пироксенам. Плеохроизм: *Ng* — сине-зеленый; *Nm* — грязно-зеленый; *Np* — коричнево-желтый; $Ng > Nm > Np$. Интересно отметить, что в некоторых шлифах ромбического пироксена (гиперстена) столько же, сколько клинопироксена, причем он хорошо заметен по отчетливому «гиперстеновому» плеохроизму. Сумма темноцветных минералов породы достигает 60% от общей массы. Результаты химического анализа этой разновидности пород интрузии представлены в табл. 17 и 21; см. также рис. 88.

Такситовый габбро-долерит (оливиновая разность) имеет отчетливую атакситовую неравномернoзернистую текстуру и резко преобладающую пойкилоофитовую структуру. Содержание оливина обычно колеблется в пределах 10—15% от общей массы породы. Заметны отчетливые следы грануляции оливина (рис. 77). Можно видеть кое-где, что «кучки» гранулированных зерен имеют форму прежнего крупного зерна (0,3—0,6 мм в диаметре, сами же «гранулы» имеют средние размеры 0,08—0,15 мм). В соседстве с гранулированным оливином часто отмечался и гранулированный плагиоклаз (изометричные мелкие зерна, мозаичная структура).

Кое-где сохраняются идиоморфные кристаллы оливина величиной до 2 мм вдоль длинной осн. В краевой части они иногда включают кристаллы плагиоклаза и уже представляют собой пойкилокристы. В оливине отмечается большое количество газовых включений, располагающихся вдоль трещин, залеченных оливином же. Иногда встречаются (шл. 10/60) оригинальные эвтектоидные сростки стеблевидных кристаллов оливина (2—2,5 мм в длину и 0,15—0,5 мм в ширину) и прорезаемых ими кристаллов плагиоклаза, которые как будто бы свидетельствуют об одновременной эвтектической кристаллизации плагиоклаза и части оливина.

Массовые измерения угла $2V$ оливина в этой разности такситовых пород горы Озерной показали, что резко преобладают здесь оливины, имеющие в составе 48% *Fa* (табл. 18), реже встречаются с 52—55% *Fa*, еще реже с 34—38% *Fa* и совсем редко единичные зерна, включенные в кристаллы плагиоклаза, с составом 25% *Fa*.

Местное обогащение оливином наблюдается в горизонте пегматоидных (более грубозернистых такситовых габбро-долеритов с самородным железом; см. табл. 17, 23), причем в месте проявления дендритов самородного железа отмечены почти мономинеральные «шлиры» или нодулы оливина гораздо более железистого, чем оливин вмещающих пород. Если во вмещающих габбро-долеритах оливин составляет 15—20% от общей массы, то в оливинитовых «шлирах» он составляет до 90% от общей минеральной массы. Во вмещающей «шлиры» породе прекрасно видны структуры распада оливина, причем имеются как идиоморфные до 1,5 мм в диаметре кристаллы, так и в виде изометричных зерен (0,09—0,3 мм), слагающих кучки, напоминающие по форме отдельные кристаллы.

В «шлирах» оливин претерпел ороговикование. Структура здесь гранобластовая со средним размером 0,08—0,5 мм до 0,8 мм в диаметре (рис. 78). «Шлир», наблюдавшийся в шл. 5в/60, имеет около 0,5 см в ширину и сложен в значительной степени оливином, а также клинопироксеном, изометричными выделениями сульфидов совместно с самородным железом и самородной медью (со средними размерами 0,15—0,8 мм в диаметре). В зональных кристаллах из оливинитового «шлира»



Рис. 76. Оливин-плагиоклазовые пегматоидные сростки со значительной поздней грануляцией плагиоклаза. В левой части фото виден негранулированный кристалл плагиоклаза с вростками «стеблей» оливина. Троктолитовая разность габбро-долерита интрузии горы Озерной. Увел. 46, шл. 13д/60

a — николи ||; *b* — николи +

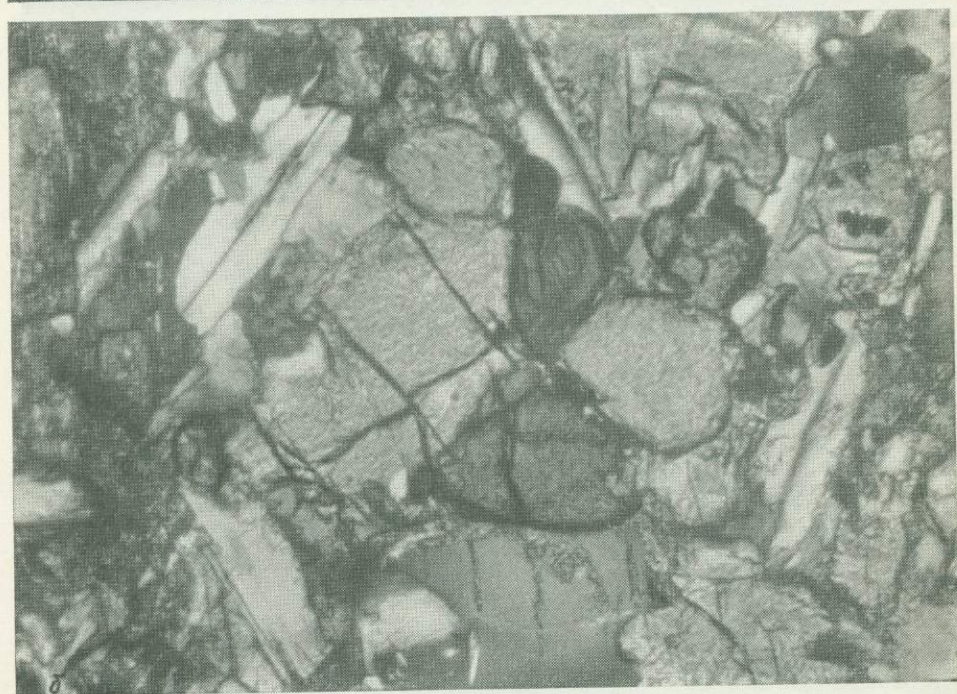


Рис. 77. Гранулированные формы зерен оливина в оливиновой разности такситовых габбро-долеритов горы Озерной. Увел. 135, шл. 7/60

a — николи ||; *b* — николи +

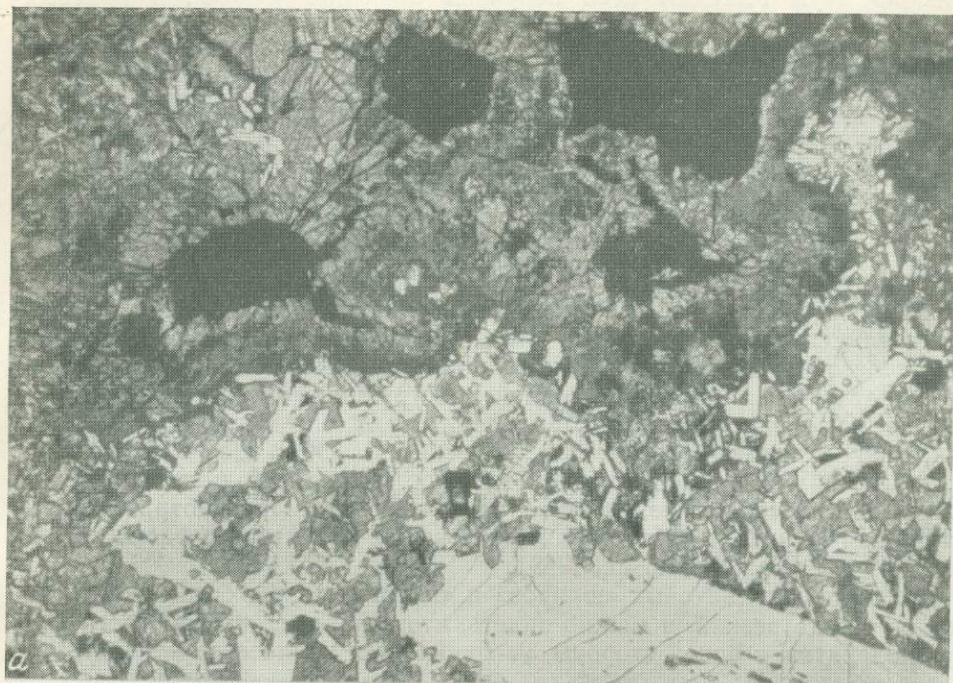


Рис. 78. Оливинитовый шликр с включением самородного железа. Такситовые габбро-долериты горы Озерной (бассейн р. Курейки). Увел. 25, шл. 5в/60

а — николи ||; б — николи +

в зернах величиной 0,6—0,4 мм измерялись углы $2V$. В центральных частях по двум выходам осей получены значения $(-)$ 66°, в краевых частях, соприкасающихся с выделениями самородного железа, угол $2V$ равен $(-)$ 52°. Такие значения $2V$ отвечают составам в центре с 70% *Fa* в краевой части — чистому фаялиту.

Самородное железо образует дендриты (рис. 79), сечения отдельных стеблей которых в шлифе составляют в среднем 0,3—1,2 мм в диаметре. Химический состав самородного железа горы Озерной (Баженов и др., 1959) следующий: Fe — 97,62%; Ni — 0,27%; Co — 0,12%; Mn — 0,12%; Ti — следы; Cu — 0,21%; P — нет; S — 0,03%; Cl — следы; Si — следы; C — не определялось. По периферии зерен самородного железа обычно имеются оторочки пирротина и когенита, причем когенит слагает внешнюю оторочку. Наблюдается приуроченность проявлений скоплений зерен ильменита и самородного железа, их «цементирующих». Самородное железо в отдельных участках настолько насыщает породу, что напоминает арматуру железобетонной конструкции (см. рис. 79). Удельный вес самородного железа горы Озерной 6,83, оно магнитно, твердость ~4, цвет — стально-серый с металлическим блеском. Под микроскопом в отраженном свете железо серовато-белое, изотропное, с высокой отражательной способностью, но ниже, чем у когенита. При протравливании настоек йода выявляется аллотриоморфная структура с размером зерен до 2 мм (Баженов и др., 1959).

Контакт оливинитовых «шлиров» и «вмещающих» их габбро-долеритов не всегда резкий, и можно видеть, что в приконтактной части габбро-долеритов, с одной стороны, увеличивается количество оливина, а с

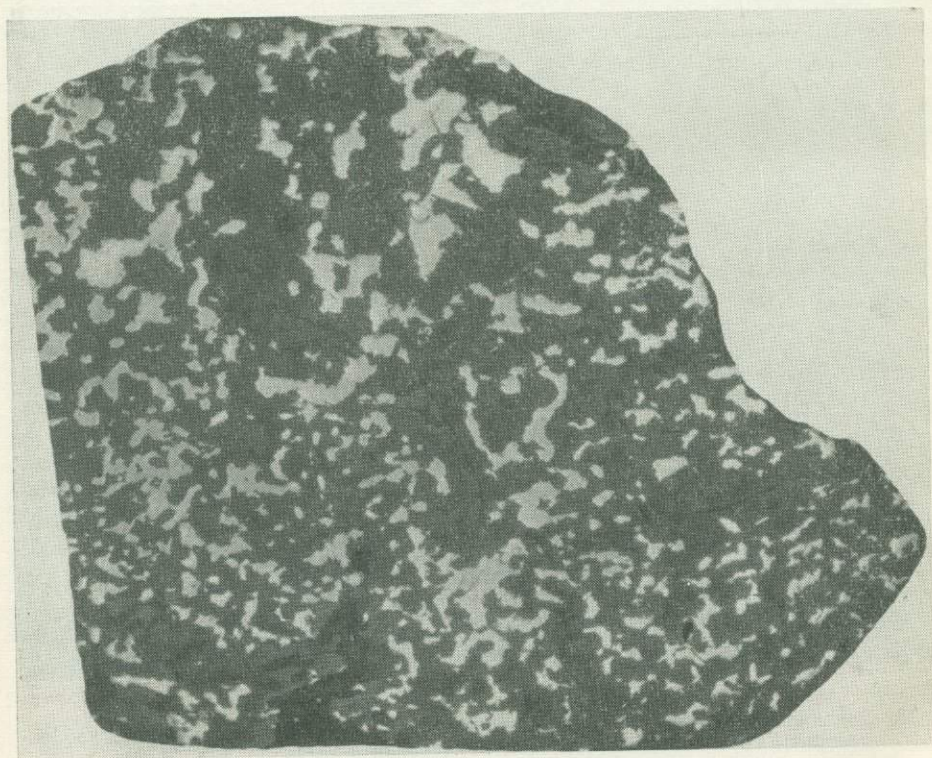


Рис. 79. Дендриты самородного железа в такситовых габбро-долеритах горы Озерной (бассейн р. Курейки). Кое-где видны более светлые оторочки когенита и пирротина. Отраж. свет, увел. 4, аншл. 5в/60

другой стороны, резко уменьшается количество клинопироксена и плагиоклаза. Контакт самородного железа и породы с плагиоклазом очень резкий. Не исключено, что оливинитовые «шлиры» могут оказаться переработанными пироксен-оливиновыми роговиками, тем более что в этой же части интрузии отмечено присутствие несомненных ксенолитов интенсивно ороговикovaných пойкилоофитовых долеритов (шл. 56/60) без оливина.

Возвращаясь к дальнейшему описанию главнейших минералов оливиновой разности такситовых габбро-долеритов, отметим, что **плагиоклазы** и по форме проявления, и по составу близки к таковым троктолитовой разности (табл. 21). Хорошо проявляется зональное строение как в крупных кристаллах (0,6—0,4 мм) × (2,0—0,6 мм), так и в мелких (0,5—0,15 мм) × (0,03—0,15 мм). В центральных частях крупных таблиц плагиоклаза содержится 82—84% *An*, в широких каймах 71—73% *An*, в краевых частях — 53—57% *An*. Таблички меньшего размера имеют в центральных частях 66—77% *An* мол., в краевых — 44—46% *An*. Самые малые по размерам лейсты имеют в центральных частях 57—58% *An* мол., а в краевых частях до 32% *An*. Величина кристаллов плагиоклаза в разноструктурных участках колеблется в самых широких пределах. В мелкозернистых участках породы (средний размер зерен 0,15—0,3 мм) плагиоклаз и оливин находятся в офитовых соотношениях, в более крупнозернистых преобладают пойкилоофитовые соотношения не только у плагиоклаза с клинопироксеном, но и частично с оливином. В участках с габбровой структурой величина кристаллов 0,5—1 мм и больше.

Клинопироксен представлен обыкновенно пойкилокристами до 3 мм в диаметре, реже изометричными кристаллами (в среднем 0,5 мм в диаметре). Часто имеются полисинтетические двойники. Кристаллооптические данные и суждения о составе клинопироксена приводятся в табл. 18. Иногда зерна клинопироксена обнаруживают заметный фиолетовый оттенок. Кое-где в пойкилокристах клинопироксена заметно мозаичное погасание (распад на отдельные блоки). Отмечены также пойкилокристы гиперстена до 2 мм в диаметре с обычным плеохроизмом. Темноцветные минералы обычно составляют 50—60% от массы всей породы. По пироксенам участками развивается зеленый и сине-зеленый волокнистый амфибол.

Биотит представлен отдельными (иногда до 2—5%) чешуйками (средний размер 0,15—0,5 мм) и каймами обрастания вокруг выделений магнетита. Окраска биотита по *Ng* от красно-бурого до оранжевого; по *Np* светло-желтый до бесцветного, иногда заметно, что развивается он по клинопироксену. Отмечен биотит также совместно с выделениями сульфидов. Выделения магнетита (средний размер 0,15—0,45 мм в диаметре) составляют заметный процент от массы породы, сульфиды являются изредка.

Результаты химического анализа этой разновидности пород интрузии представлены в табл. 17, 20; см. также табл. 23 и рис. 88.

Остановимся на петрографической характеристике ороговикovaných пород ксенолитов (шл. 56/50) и роговиков экзоконтакта (обр. 15а/60).

Большинство описываемых плагиоклаз-пироксеновых ксенолитов представляет собой в разной степени ороговикované пойкилоофитовые долериты, по-видимому, — отторженцы от экзоконтакта. На фоне гранобластовой структуры заметны «рассыпавшиеся» апопойкилокристы клинопироксена. Попадают пойкилокристы (до 1,5 мм в диаметре) совершенно не гранулированные и даже с полисинтетическими двойниками. Здесь были измерены углы: $2V = (+)45^\circ$; $cNg = 39-40^\circ$; следовательно, можно полагать, что в составе клинопироксена — 50% *Di*; 30%



Рис. 80. Полосчатые разноструктурные участки в роговиках, возникших за счет пойкилоофитовых долеритов. Увел. 25, николи+, шл. 156/60

Klen и 20% *Hed* (Винчелл, 1949). Вокруг неполностью гранулированных дойкилоокристов образуются каймы амфибола (до 0,3 мм) и чешуек оранжевого биотита. Из 50% от массы породы, приходящейся на темноцветные минералы, несколько процентов приходится на биотит. Средний размер его чешуек 0,15 мм в диаметре. Встречается он как вместе с магнетитом, так и отдельно от него. Иногда образует почти полные псевдоморфозы по пойкилоокристам клинопироксена. Плеохроизм по *Ng* от оранжевого до красно-бурого, по *Ng* — бесцветный.

Плаггиоклаз представлен как крупными порфиризовидными кристаллами со средними размерами (1,5×0,6) — (0,8×0,3) мм, так и мелкими кристаллами изометричными, реже вытянутыми, но не превышающими 0,2 мм в длину. Первые имеют в составе 69—70% *An*, вторые — 48—50% *An*. В отдельных участках крупные кристаллы пироксена также распались и дали участки с микрогранобластовой структурой. Оливина в описываемой породе не отмечено.

Аналогичные по своей сути породы возникают при метаморфизации пойкилоофитовых долеритов экзоконтакта (группа образцов 15/60), в которых можно видеть все переходы от ороговикованной породы с реликтами пойкилоофитовой структуры к породе с более интенсивным ороговикованием, с более или менее равномерной зернистой структурой, переходной от микродолеритовой к микрогранобластовой (рис. 80). Рассмотрим эти переходные разности.

Ороговикованный долерит с порфиризовидной структурой. Структура основной массы — роговиковая до микродолеритовой (шл. 15а/60). Состав: клинопироксен, плаггиоклаз, биотит, сульфиды.

Плаггиоклаз представлен в виде: 1) порфиризовидных идиоморфных таблитчатых зональных кристаллов размером (0,8×0,5 мм) — (1,5×0,5 мм) с обильными включениями в краевых зонах мелких изометричных кристаллов клинопироксена (средний размер 0,01—0,03 мм в диаметре) и

2) мелких таблитчатых и изометричных кристаллов плагиоклаза (0,16—0,08 мм длиной и 0,05—0,08 мм шириной). Попадают также вытянутые лейсты (длиной 0,3—0,2 мм и шириной 0,08—0,1 мм). Здесь также отмечается зональное строение. В составе «порфиновых» выделений плагиоклаза в центральных частях до 78% *An* и 60% *An* в краевых частях. В составе мелких табличек «основной массы» содержится 42—50% *An*.

Клинопироксен представлен изометричными, иногда двойникованными кристаллами размером 0,01—0,05 мм, реже 0,3—0,15 мм в диаметре. Пойкилокрсты не наблюдались, по-видимому, они нацело гранулированы. Измерение угла $2V$ в более крупных (0,3 мм в диаметре) и более мелких кристаллах (0,1 мм в диаметре) показало значение (+)44—45°. Угол cNg , измеренный методом Д. С. Коржинского (1928), составляет 42°. Отсюда можно полагать, что в составе клинопироксена содержится 39% *Di*, 27% *Kfs*, 34% *Hed* (Винчелл, 1949).

Ромбический пироксен отмечен в виде одиночных мелких вытянутых зерен с прямым погасанием (средний размер 0,08—0,15 мм, редко до 0,3 мм в длину). Темноцветные минералы составляют не менее 50% от массы породы.

Результаты химического анализа ороговикованных долеритов экзоконтакта представлены на табл. 17, 24.

Порфиновые выделения **сульфидов** (пирротин и троилит) обильны. На площади 4 см² шлифа насчитано около 50 шаровидных выделений размером 0,5—1 мм в диаметре и очень большое количество мелких — угловатой формы (рис. 69—71). Контакты у них с вмещающими породами зазубренные с корневидными ответвлениями, иногда отмечаются оторочки чешуек оранжевого биотита. Порода разбита паутиной трещин, которые заметны особенно хорошо по присутствию вдоль них гидроокислов железа. Иногда можно видеть несколько шаровидных выделений сульфидов, сидящих на одной трещинке и соединяющихся проводничком (см. рис. 73), кое-где уже замещившимся гидроокислами железа. Кое-где видно, что и сами выделения сульфидов могут нацело замещаться бурыми гидроокислами железа. Пятнообразные выделения сульфидов здесь в значительной степени, по-видимому, развиваются метасоматически по «кучкам» (распавшимся пойкилокрстам) зерен клинопироксена, подобно тому как это было отмечено в экзоконтактовых андезиновых диабазах рудника «Южный» для интрузии Норильск I (Золотухин, Васильев, 1964).

В некоторых шлифах (15а³/60) отмечены лейкократовые участки (до 2×1 мм), состоящие из одних мелких кристаллов плагиоклаза (средний размер 0,08—0,15 мм). Несомненно, что это рассыпавшиеся (ороговикованные) крупные «порфиновые» кристаллы плагиоклаза.

Все переходы от частичного ороговикованного пойкилоофитового долерита к типичным мелкозернистым роговикам удалось наблюдать в шлифе 15б/60, где видно, что между упомянутыми разностями располагается еще промежуточная полоса «порфинового» облика (т. е. наиболее крупные кристаллы плагиоклаза еще устойчивы, все остальные уже гранулированы). Можно видеть, что исходная для ороговикования порода представляет собой безоливиновый пойкилоофитовый долерит с крупными пойкилокрсталлами орто- и клинопироксена (диаметром 1,5—2 мм). Чаще, однако, видно, что пойкилокрсты пироксенов уже распались на соответствующий мономинеральный агрегат с гранобластовой структурой (средние размеры зерен 0,08—0,15 мм в диаметре). Также неравномерны размеры у кристаллов плагиоклаза. Есть таблички (0,5—2 мм) × × (0,3—1 мм) с отчетливым зональным строением. В то же время в участках, примыкающих к распавшимся пойкилокрстам пироксенов, много лейстовидных и таблитчатых кристаллов плагиоклаза (средние

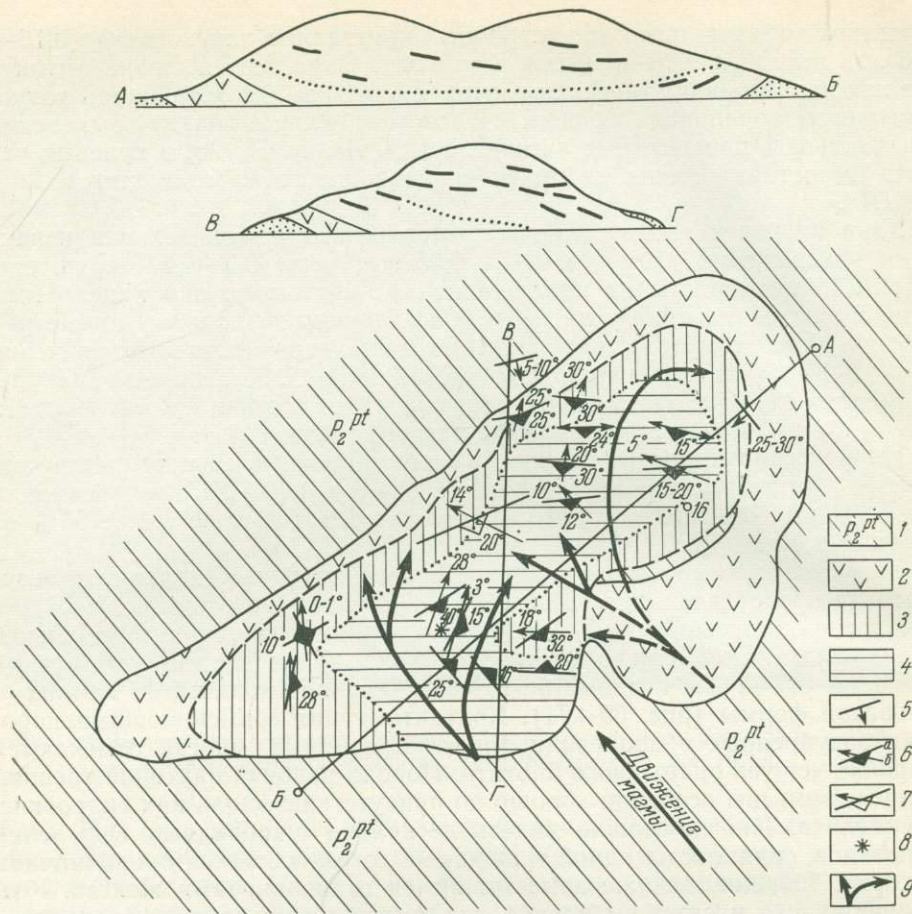


Рис. 81. Петрологическая схема интрузии горы Озерной (бассейн р. Курейки)

1 — песчаники и сланцы верхнепелятинской свиты перми, 2 — интрузия пойкилофитовых долеритов, 3—4 — расслоенная интрузия тахситовых габбро-долеритов (3 — нижняя, обогащенная оливинной частью интрузии, 4 — верхняя — более лейкократовая ее часть), 5 — направления контактов и слоистости, 6 — направление планпараллельности и линейчатости по данным микроструктурного анализа плагиоклаза и оливина, 7 — преобладающее направление планпараллельности и линейчатости по оливину для пород разреза северной части интрузии, 8 — местонахождение проявления самородного железа, 9 — направление линий течения магмы (интерпретация данных по линейчатости)

размеры $(0,1—0,3) \times (0,05—0,02)$ мм, образующих войлокоподобные агрегаты. Вблизи интенсивно ороговикованной части пироксены частично амфиболлизированы, здесь имеются чешуйки биотита и выделения магнетита и сульфидов (средние размеры $0,08—0,3$ мм в диаметре).

«Порфирировая» оторочка сложена породой, описанной выше (шл. 15а), и является результатом промежуточной стадии орговикования. В сторону пойкилофитовых долеритов «порфирировая» оторочка дает «затеки» мелкозернистой массы между крупными кристаллами плагиоклаза.

Мелкозернистый роговик отличается от роговика, описанного выше (шл. 15а/60), отсутствием «порфирировой» структуры и широким развитием микрогранобластовой плагиоклаз-пироксеновой породы. Зерна и плагиоклаза и пироксенов имеют изометричную форму (вытянутых нет) и размеры в среднем $0,01—0,03$ мм в диаметре. В сторону «порфириро-

вой» оторочки появляются удлиненные лейсты плагиоклазов, «порфири-видная» структура, иногда распавшиеся крупные пойкилокристы пироксенов.

Ориентированные текстуры течения в породах дифференцированной интрузии макроскопически почти не заметны. В то же время микроструктурное изучение показывает отчетливую ориентированность кристаллов плагиоклаза и оливина (рис. 81). На сводной ориентирной диаграмме максимумов плагиоклаза разреза северной части интрузии (рис. 82) можно видеть ореол главных максимумов $\perp (010)$ плагиоклаза, которые тяготеют к нормали видимого участка контакта. С ореолом максимумов, отражающих положение контакта, сопряжены субортогональные ореолы максимумов, отражающие соответственно расположение в пространстве сопряженных форм кристаллов плагиоклаза. Сюда же приурочены ореолы нормалей к системам эндосинкинетических трещин. В межореольных пространствах диаграммы проявляются полюса систем экзосинкинетических трещин.

Индексом 1 обозначено расположение расшифрованных максимумов кристаллов плагиоклаза на значительном удалении от контакта. Максимумы $[100]$ плагиоклаза, построенные графически, указывают здесь направление на северо-запад. Близко к контакту с интрузией расположение максимумов, кроме основного по $\perp (010)$, отражающего ориентирующую плоскость контакта, меняется, что можно видеть по символам с индексом 2. Максимумы $[100]$ плагиоклаза, построенные графически, для случая вблизи от контакта указывают на северо-восток.

Такая же картина фиксируется и по $[001]$ оси кристаллов оливина. Для максимумов оливина разреза мы приводим здесь сводную ориентирную диаграмму второго порядка (рис. 83), где наиболее четко проявились три сопряженных субортогональных максимума второго порядка. Один из главных максимумов отражает здесь положение плоскости контакта и дает для нее направление (аз. пад. ЮВ: $158, \angle 20^\circ$). Общее направление $[001]$ осей кристаллов оливина на удалении от контакта также фиксируется главным максимумом (направление СЗ: $295, \angle 14^\circ$). Вблизи контакта это направление изменится на северо-восточное. Планпараллельность, отражающая положение контакта в разных участках интрузии, и линейчатость (направления $[100]$ плагиоклаза и $[001]$ оливина) представлены на петрологической схеме интрузии (см. рис. 81). Здесь же жирными линиями дана наша интерпретация по этим данным — для линий течения в магме и общего направления ее внедрения (на ССЗ — СЗ). Судя по разрезу *АВ*, интрузия имеет корытообразную в поперечном сечении форму. Судя по разрезу *ВГ*, в южной части интрузии намечается положение магмоподводящего канала.

Резюмируя петрографические и геологические наблюдения, касающиеся интрузии горы Озерной, подчеркнем, что по разрезу широко проявились признаки такситовости (распад кристаллов оливина, неравномерное пятнообразное распределение плагиоклаза, частая и беспорядочная перемежаемость разноструктурных участков с различной величиной зерна). В нижней части интрузии (особенно в северо-восточной части горы Озерной) отмечено обилие ксенолитов метаморфизованных вмещающих пород, проявление рассеянной сульфидной вкрапленности, относительно наиболее обильной в самой нижней части интрузии и в роговиках экзоконтакта, а также в верхнем сульфидоносном горизонте пород с ярко проявившейся такситовой текстурой и с выделениями самородного железа и самородной меди.

Отметим неравномерное распределение оливина по разрезу интрузии. Выше мы показали, что общая закономерность справедлива и нижняя часть интрузии в целом более обогащена оливином, чем верхняя. В то же время отмечены «висячие линзы» или «пласты» троктолитового

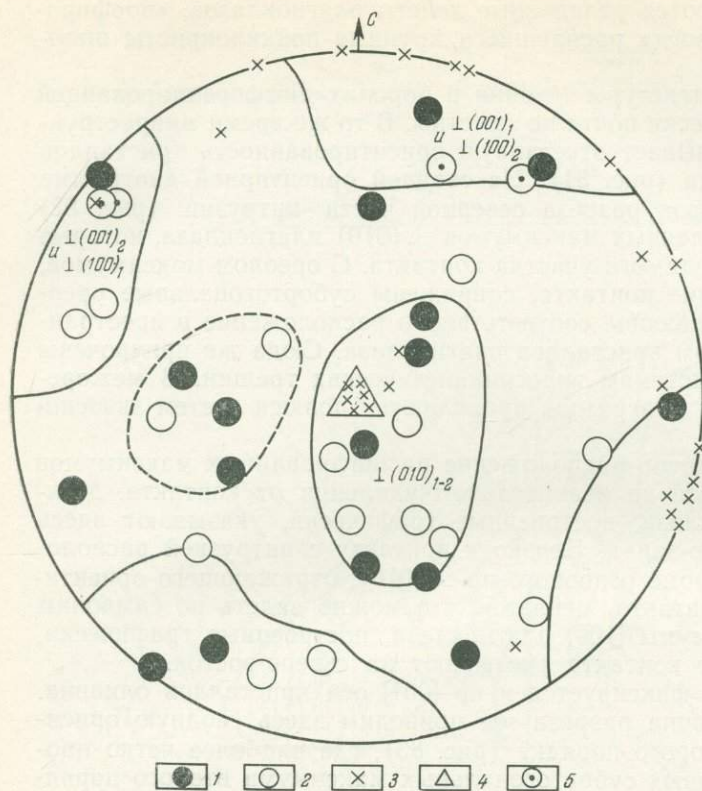


Рис. 82. Сводная ориентирная диаграмма для максимумов плагиоклаза (разрез северной части горы Озерной)

1 — максимумы плагиоклаза пород, обогащенных оливином, 2 — то же, бедных оливином, 3 — макротрещины отдельности, 4 — уплощение пустот, ксенолитов, 5 — направление $[100]$, полученное графическим построением

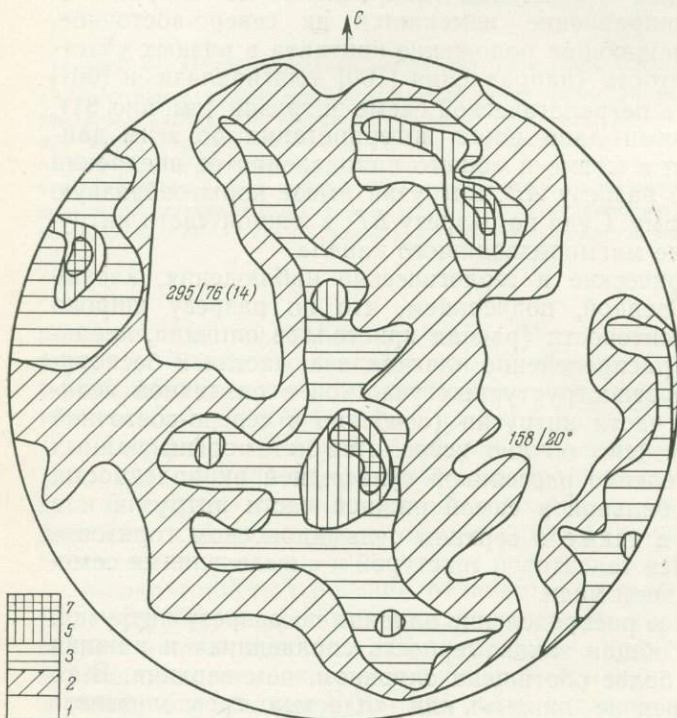


Рис. 83. Сводная ориентирная диаграмма второго порядка для оливина из пород разреза северной части горы Озерной. Составлена на основании 93 максимумов оливина

7—5—3—1 — изолинии распределения плотности максимумов

состава и в верхней части интрузии. К одному из таких пластов и приурочен пологий линзовидный горизонт (мощность 0,2 м), насыщенный выделениями самородного железа (см. рис. 79). Характерно, что самородное железо в виде «проволочного каркаса» появляется в участках проявления оливинитовых нодулей или мелких линзочек существенно оливинитового состава (см. рис. 78) и контактирует с оливином фаялитового состава ($2V = (-)52^\circ$). В центральных частях зональных кристаллов оливина здесь наблюдается оливин с составом 70—45% *Fa* ($2V = (-)66-76^\circ$).

Образование оливинитовых нодулей фаялитового состава, по-видимому, имеет место при повышении парциального давления водорода. И. А. Островский (1957) показал, что равновесная упругость водорода в реакции $2Fe_3O_4 + 3SiO_2 + 2H_2 \rightleftharpoons 3Fe_2SiO_4 + 2H_2O$ при $800^\circ C$ и 4400 кг/см^2 составляет около $1/8$ общего давления водно-водородной газовой смеси, причем кварц с магнетитом устойчив лишь при меньшем значении парциальной упругости водорода¹. Как сообщает этот же автор, «максимальный возможный вообще предел водородного давления значительно выше — около $2/3$ общего давления», но может быть достигнут только в присутствии самородного железа. В нашем случае совместно с фаялитом присутствует самородное железо, что дает основание предполагать парциальное давление водорода, достигающее $2/3$ общего давления водно-водородной смеси, и писать реакцию следующим образом $SiO_2 + 2H_2 + Fe_3O_4 \rightleftharpoons Fe_2SiO_4 + Fe + 2H_2O$; соответственно: $Mg_2SiO_4 + 2H_2 + Fe_3O_4 \rightleftharpoons Fe_2SiO_4 + Fe + 2H_2O + 2MgO$ (вынос). Если учесть, что в нашем случае самородное железо находится в тесной взаимосвязи с сульфидами (пирротин, халькопирит), написание реакции несколько видоизменяется, а именно: $3SiO_2 + 5H_2 + H_2S + 3Fe_3O_4 \rightleftharpoons Fe_2SiO_4 + FeS + 2Fe + 6H_2O$; соответственно: $3Mg_2SiO_4 + 5H_2 + H_2S + 3Fe_3O_4 \rightleftharpoons 3Fe_2SiO_4 + FeS + 2Fe + 6H_2O + 6MgO$ (вынос).

Освобождающиеся MgO и H_2O совместно с другими компонентами идут на образование реакционного минерала — биотита, который здесь широко распространен как совместно с сульфидами и самородным железом, так и с магнетитом. Локальная распространенность самородного железа и фаялита в пределах даже этой интрузии, характеризующейся повышенными парциальными давлениями водорода, и пластообразная форма горизонта явно такситовых пород с самородным железом указывают на то, что высокие концентрации водорода в магме распределялись неравномерно и не все даже такситовые породы возникли в условиях таких высоких парциальных давлений водорода (отсутствие в них фаялита и самородного железа). Нам представляется, что отсутствие четких выдержанных горизонтов такситовых пород в интрузии горы Озерной в отличие от соответствующих интрузий, например Норильского района, указывает на многочисленность (возможно, даже целую сеть) мелких разломов, дробивших еще раскаленные породы интрузии во всех направлениях, но чаще субпараллельно контакту интрузии с вмещающими породами.

В результате переплавления и возникновения вторичной магмы вдоль этой сети разломов можно ожидать картину, подобную наблюдаемой в

¹ По-видимому, для основных пород аналогом этой реакции будет следующая: $2Fe_3O_4 + 3Mg_2SiO_4 + 2H_2 \rightleftharpoons 3Fe_2SiO_4 + 2H_2O + 6MgO$ (вынос).

² Учитывая, что в реакции участвует не магнетит, а титаномагнетит, в месте реакции сбрасывается ильменит, который в больших количествах и наблюдается совместно с самородным железом. Как видим, железо частично идет в фаялит, сульфиды, ильменит и частично в самородное железо. Подобное же разделение характерно и для меди: в некоторой степени она входит в сульфиды с образованием халькопирита, а иногда выделяется в самородной форме. Заметим, что выделение самородной меди, по-видимому, несколько опережает выделение самородного железа (наблюдаются каймы обрастания меди железом).

породах горы Озерной. Малое и к тому же рассеянное проявление сульфидов обязано нелокализованному (благодаря многочисленности разломов) распределению струй летучих компонентов, в частности H_2S . Заметная локализация отмечается лишь в прикровельной части интрузии, где такситовые габбро-долериты с сульфидами и самородным железом сменяются массивными оливиновыми габбро-долеритами с признаками такситизации и еще выше безоливиновыми габбро-долеритами с офитовой структурой. Накопление водорода и сероводорода в расколах прикровельной части интрузии, а не повсеместно, приводит здесь к обогащению вторичной магмы водородом и H_2S и в раннюю послемагматическую стадию к реакции нерасплавленного оливина с магнетитом, водородом и сероводородом с образованием фаялита, пирротина, самородного железа, а также воды и MgO , идущих на образование биотита¹.

С точки зрения локального повышения парциального давления водорода, имеется возможность объяснить появление отдельных зерен и целых участков высокожелезистого оливина среди пород с магнезиальным оливином. Такие случаи отмечались и в интрузии Норильского района (Ю. Р. Васильев обнаружил проявление зерен гортонолита в эндоконтактовой такситовой части интрузии Норильск II) и в интрузиве Бушвельд, где имеются столбообразные и линзовидные участки платиноносных гортонолитовых дунитов среди магнезиальных оливиновых дунитов с явными признаками замещения первыми вторых (Вагнер, 1932).

В последнее время намечается тенденция приписывать наибольшие значения парциального давления водорода для магм все более основных, утверждая даже, что существует какое-то «сродство ультраосновных пород к водороду» (Кузнецов, 1964, 1965). Недостаточно сказать в этой связи, что для таких суждений еще очень мало фактических данных. Следует добавить также, что целый ряд факторов не говорит в пользу такого предположения. Известно, что мощные струи водорода были встречены при бурении древних не только ультраосновных, но и кислых пород (Кольский полуостров).

Повышенное давление водорода (до $1/3 P_{H_2O+H_2}$) фиксируется по присутствию фаялита. Однако фаялит встречается в разности гранитов — раппакиви, но никогда не бывает первым выделением из основной и ультраосновной магнезиальной магмы, о которой здесь идет речь. Появление фаялита в гранитах связывается (Гинзбург и др.) именно с повышением в исходной кислой магме парциального давления водорода.

Н. А. Островский (1957) рассматривал долю P_{H_2} в общей смеси H_2O и H_2 , и из его опытов вытекает только то, что доля давления водорода в этой смеси увеличивается от обычной разности гранитов к фаялитовым породам и далее к породам с самородным железом. По приуроченности большинства проявлений фаялита к верхам расслоенных базальтоидных интрузий, дифференцирующихся по скаергардскому типу (т. е. с постоянным количеством кислорода в системе, по Осборну) можно сказать, что доля водорода в конечных дифференциатах базальтоидной магмы велика, но вряд ли превышает $1/8$ от $P_{H_2O} + H_2$, так как самородного железа здесь нет. То же относится и к пегматоидным трапповым проявлениям с фаялитом на Сибирской платформе (Соболев, 1936).

Наиболее часто самородное железо встречается в базальтах, но отнюдь не в ультраосновных породах (Дэли, 1936). Присутствие же самородного железа фиксирует, как говорилось выше, максимально возмож-

¹ Некоторые исследователи (Старицкий, 1965) появление самородного железа и меди, а также когенита склонны ставить в связь с восстановлением воды до водорода при ее взаимодействии с углеродом угольных пластов вмещающей толщи пород. Характерно, однако, что в многочисленных случаях соприкосновения пластов угля и долеритовых силлов на р. Курейке ни самородного железа, ни фаялита пока обнаружено не было.

ное парциальное давление водорода ($\frac{2}{3} P_{H_2O} + H_2$, по Островскому, 1957). О проявлении самородного железа на Сибирской платформе (гора Озерная) говорилось выше. Проявления в широком масштабе самородного железа в базальтах Гренландии (Дэли, 1936) дает основание говорить о том, что повышенная доля парциального давления H_2 в смеси $H_2 + H_2O$ чаще всего проявляется в базальтах, но это отнюдь не свидетельствует, по нашему мнению, об абсолютно большей обогащенности водородом основных и тем более ультраосновных магм, чем кислых. Скорее дело обстоит как раз наоборот, но вот доля H_2 в смеси $H_2 + H_2O$, вероятно, была ниже, чем в основных и ультраосновных магмах.

В заключение заметим, что описанными нами интрузиями габбро-долеритов с проявлением сульфидов не исчерпывается список таковых (см. рис. 46). Интрузии с принципиально таким же расслоенным строением в бассейне р. Курейки описывались Е. В. Тугановой (1960) — это интрузии горы Рудничный камень, Нижнего ручья; Л. И. Кравцовой (1958) интрузии р. Джалтул. Результаты петроструктурного изучения (по макроскопическим текстурам течения) и петрологии этих и ряда подобных интрузий приводились А. М. Виленским и Л. И. Кравцовой (1959), А. М. Виленским и др. (1960) и, наконец, в коллективной монографии А. М. Виленским и др. (1964), где описываются также расслоенные интрузии других районов северо-запада Сибирской платформы (Верхне-Горбначинская, Галельская, Кулюмбинская и др.). К этим работам мы отсылаем интересующихся.

ЛАБРАДОРОВЫЕ ПОРФИРИТЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Попутно с изучением пород интрузии Норильск I были изучены и породы силла лабрадоровых порфиритов, подстилающего интрузию в ее северной части. Для лабрадоровых порфиритов приводим краткую характеристику состава и ориентированного строения. Порфирит обладает отчетливой трахитоидностью. Структура породы порфиroidная, структура основной массы долеритовая с офитовыми соотношениями зерен плагиоклаза и клинопироксена. Порфиroidные выделения представлены плагиоклазом I и II генераций и несколько более крупными, чем в основной массе, кристаллами сиреневого клинопироксена.

Плагиоклаз порфиroidных выделений составляет незначительную часть от общей массы породы и имеет средний размер табличатых кристаллов $0,8 \times 0,3$ мм, которые обладают зональным строением. В центральных частях Федоровским методом определено содержание в них 48—50%, в краевой — 40% анортитового компонента. Редко встречаются более крупные кристаллы размером $1,8 \times 1,0$ мм с составом в центральной части № 68, широкой краевой каймой № 53—54. В основной массе плагиоклаз представлен вытянутыми табличками со средними размерами $(0,15—0,3) \times (0,05—0,08)$ мм. Они составляют третью и преобладающую генерацию плагиоклаза и имеют также зональное строение. В центральных частях их № 49—50, в краевых № 35. Все генерации плагиоклаза «загрязнены» обильной сыпью мелких зерен рудного минерала, как это часто наблюдается в роговиках.

Клинопироксен представлен зернами, обыкновенно не превышающими $0,08—0,2$ мм в диаметре с отчетливой сиреновой окраской. Отмечены также пятнообразные мономинеральные клинопироксеновые участки с гранобластовой структурой, размер которых $0,3—0,8$ мм в диаметре и с величиной «гранул» $0,03—0,15$ мм. Эти участки, вероятнее всего, представляют гранулированные (распавшиеся) более крупные кристаллы клинопироксена (начальная стадия ороговикования) в результате воздействия вышележащей интрузии габбро-долеритов. В обр. 43а в сохранившемся более крупном ($0,5 \times 0,25$ мм) идиоморфном кристалле, где

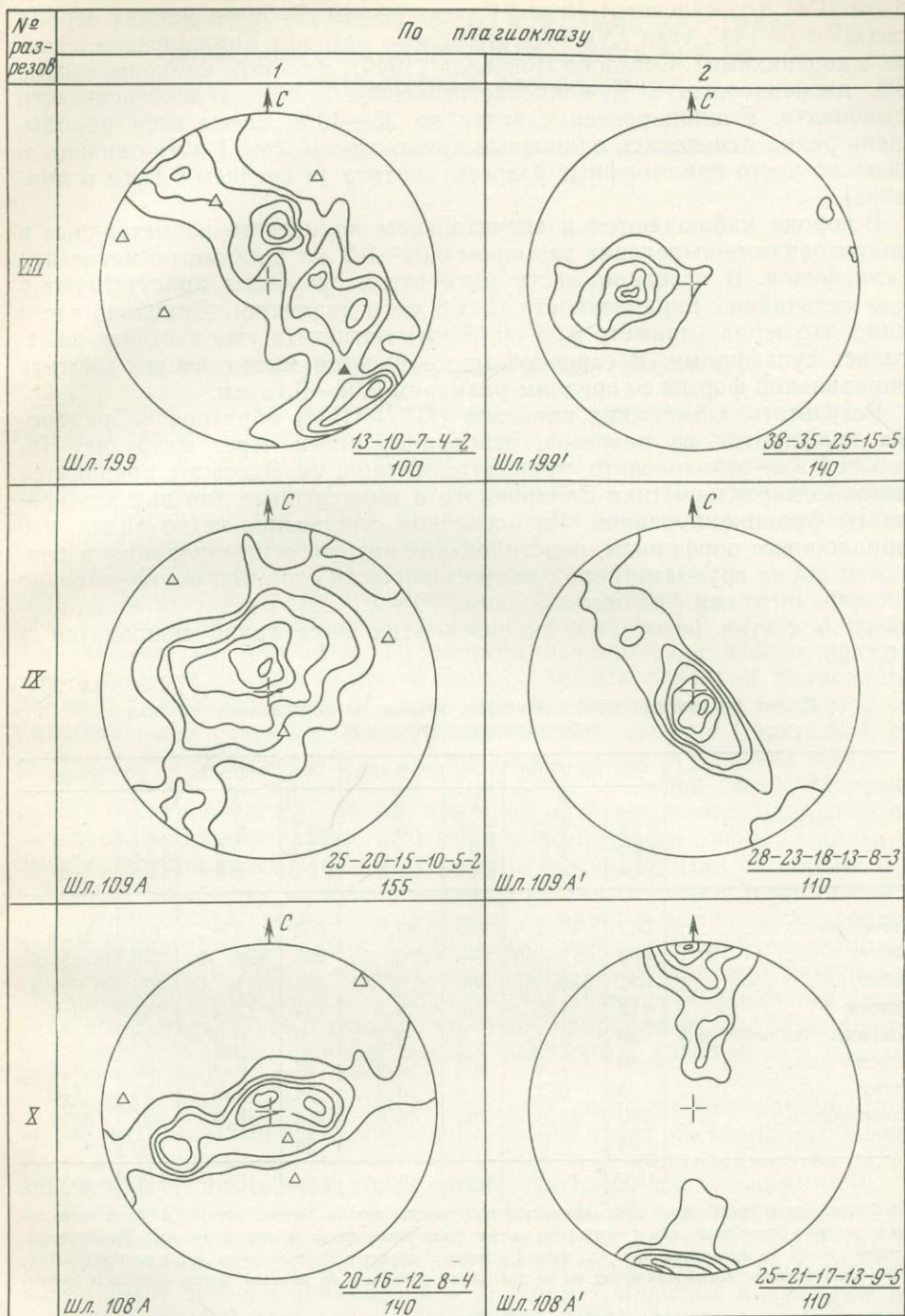


Рис. 84. Сводная таблица ориентирных диаграмм из лабрадоровых порфиритов по некоторым разрезам

Условные обозначения те же, что и на рис. 21 (объяснение в тексте)

имелись полиситетические двойники, измерен угол $cNg=45-45,5^\circ$ (методом Д. С. Коржинского). Угол $2V$ здесь (+) 49° . В более мелких зернах угол $2V=(+)$ 48° , угол $cNg=45^\circ$ (измерено методом Коржинского в зернах с двойниками). Согласно Винчелла (1949), в составе клинопироксена 33% диопсидового, 21% клиноэнстатитового и 46% геденбергитового компонента. Клинопироксен слагает до 35—40% массы всей породы. Очень редко отмечались одиночные кристаллы (0,2×0,1 мм) оливина и довольно часто идиоморфные разрезы апатита (в среднем 0,1 мм в диаметре).

В породе наблюдаются в значительном количестве изометричные и дендритовидные выделения размером 0,02—0,2 мм в диаметре магнетита и сульфидов. В основной массе магнетит и сульфиды присутствуют в виде мельчайшей вкрапленности (0,008 мм в диаметре). Довольно часто видно, что зерна (диаметр 0,08—0,15 мм) магнетита уже частично заместились сульфидами. В основной массе имеется много чешуек биотита неправильной формы со средним размером 0,08—0,15 мм.

Результаты химических анализов (ЦХЛ НГУ) образцов лабрадорových порфиритов из разрезов, отобранных нами через интрузию Норильск I в ее экзоконтакте, приводятся в табл. 22. Здесь же приводятся числовые характеристики Заварицкого и вычисленные для них коэффициенты фракционирования. Из последних совершенно четко видно, что лабрадорových порфириты, подстилающие интрузию, неоднородны и слагаются двумя группами пород макроскопически сходных, соответственно с коэффициентами фракционирования 79 и 61—67. Расчет на минералогический состав некоторых анализов этих двух групп приводится в табл. 23.

Таблица 23

Расчет на минералогический состав, исходя из химического состава лабрадорových порфиритов

Минерал	Обр. 199 (f~62)		Обр. 1996 (f~61)		Обр. 108a (f~79)		Обр. 109a (f~79)	
	молекулярные количества	% к общей массе	молекулярные количества	% к общей массе	молекулярные количества	% к общей массе	молекулярные количества	% к общей массе
Плагиоклаз	562	42,5	700	43,0	652	44,0	708	47,4
Анортит	300	46% An	340	49% An	228	35% An	236	38,4% An
Альбит	352	54% Ab	360	51% Ab	424	65% Ab	472	66,6% Ab
Ортоклаз *	112	7,2	96	5,8	184	12,4	144	9,6
Сульфиды (халькопирит)	30	2,0	3	0,2	9	0,6	39	2,6
Магнетит	40	2,5	32	2,0	52	3,5	56	3,8
Апатит	4	0,3	4	0,2	24	1,5	24	1,6
Клинопироксен	700	45,5	793	48,8	564	38,0	521	35,0
f	34		35		54		50	
Сумма	1538	100,0	1628	100,0	1485	100,0	1492	100,0

* Фактически из калийсодержащих минералов присутствует только биотит, процент к общей массе породы у которого будет выше, чем у ортоклаза, за счет уменьшения процента клинопироксена. Железистость последнего почти не изменяется, так как магний и железо входят в биотит почти в тех же пропорциях, что и в клинопироксен. Благодаря этому мы не усложняли расчеты и не вводили вместо ортоклаза биотит.

Лабрадорových порфириты обладают, как правило, значительно более интенсивной ориентированностью кристаллов плагиоклаза, чем породы интрузий габбро-долеритов, и дают крупные основные максимумы, соответствующие не только контактам, но и сопряженным с ними формам (рис. 84). Близко к ним располагаются нормали к системам эндосинкнетических трещин отдельности. Петроструктурные узоры диаграмм обнаруживают те же закономерности, что и для габбро-долеритов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА ОПИСЫВАЕМЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ

О ФАКТОРАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ

Как можно видеть из приведенного выше описания ряда дифференцированных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы, а также имеющихся литературных сведений по ряду других интрузий этого же района (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964), имеются черты общности в строении этой группы дифференцированных интрузий.

Все они подчинены трехчленной схеме строения (снизу вверх: пикритовые — оливиновые — безоливиновые габбро-долериты) в пологих частях и однородны (недифференцированный оливиновый габбро-долерит) в крутых частях хонолитов. Примерами исчезновения расслоенности в круто секущих частях интрузий могут служить основная подводящая дайка интрузии Норильск II, дайка крутого борта той же интрузии, обнажающаяся в ручье Ивакина, краевые дайки интрузии Норильск I, северная дайка габбро-долеритов Второго порога на р. Курейка и т. д.

Как следует из приводимых химических анализов пород интрузий, состав исходной магмы для той или иной интрузии может несколько отличаться, но относительные отличия химизма одного дифференциата от другого внутри каждой из интрузий определено близки. Основные особенности окисловых профилей через интрузии отвечают подчиненности в строении общей схеме и обусловлены сходным механизмом их образования (кристаллизационной дифференциацией с участием гравитации).

В свое время Тернер и Ферхуген (1961) указывали, что «значительное сходство вертикальной смены пород» в дифференцированных интрузиях «свидетельствует о том, что основное направление дифференциации обусловлено единым универсальным фактором», который они считают «силой тяжести».

Большинство геологов, исследовавших дифференцированные трапповые интрузии Норильского района, также стоят на позиции большой роли сил гравитации в возникновении расслоенного строения этих интрузий. Кроме этого, однако, здесь нужно учитывать следующее.

В литературе уже указывалось (Osborn, 1959), что направление дифференциации исходной базальтовой магмы (два известных его пути) зависит в значительной степени от режима кислорода при ее фракционировании. Этот тезис в применении к траппам Сибирской платформы обсуждался нами в свое время (Золотухин, 1964). Мы пришли к выводу о том, что два известных (Лурье и др., 1962) типа дифференциации (аламджахский и норильский) на северо-западе Сибирской платформы зависят от того, что будет постоянным — соответственно общий состав или парциальное давление кислорода фракционирующейся магмы. Возможны также промежуточные варианты между этими двумя крайними условиями, т. е. фракционирование магмы в условиях постепенно нара-

стающего парциального давления кислорода, постепенного его притока в магматическую систему.

В этом отношении большой интерес представляет вычисление парциального давления кислорода для дифференциатов описанных интрузий, используя метод Дж. Кеннеди (1950). Полученные нами результаты для температурного интервала 1300—1100° С приводятся в табл. 24 и на рис. 85. Максимальными парциальными давлениями кислорода в каждой из интрузий обладают пикритовые габбро-долериты (температура 1300° С). Из рис. 85 (его левая верхняя часть — условные обозначения в рамках) можно видеть, что этот максимальный уровень для каждой из исследованных интрузий — отличен. Наибольшие значения p_{O_2} ($9,3 \times 10^{-4}$; $4,06 \times 10^{-4}$) имеют соответственно оливинит и амфиболовый перидотит Талнахойской интрузии, которые здесь приводятся для сравнения (по данным анализов Егоров, Суханова, 1963). Несколько меньшее ($1,9 \cdot 10^{-4}$) p_{O_2} первоначально имела магма интрузии Норильск I. Еще меньшим максимальным p_{O_2} (в порядке понижения) характеризуется магма интрузии горы Черной, Норильск II, Нижне-Фокинской, Второго порога, Имангдинской. Наиболее низкими значениями p_{O_2} характеризуются троктолиты горы Озерной.

На графике (рис. 85), составленном для температуры 1200° С, можно наглядно видеть, как ме-

Таблица 24

Значения p_{O_2} в магме для ряда трапповых интрузий*, вычисленные по методу Дж. Кеннеди (1950)

Дифференциаты интрузий	Нижне-Фокинская					Норильск I					Норильск II				
	Температура, °С					Температура, °С					Температура, °С				
	1300	1200	1100	1300	1200	1100	1300	1200	1100	1300	1200	1100	1300	1200	1100
Габбро															
Габбро-пегматит	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	—	—	$4,5 \cdot 10^{-6}$
Кварцевый долерит	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$3,48 \cdot 10^{-5}$	$3,98 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-4}$	$2,26 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-4}$	$2,26 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$						
Габбро-диорит															
Безоливиновый габбро-долерит															
Оливиновый габбро-долерит	$9,8 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-6}$						
Троктолитовый габбро-долерит	$3,25 \cdot 10^{-5}$	$5,79 \cdot 10^{-6}$	$6,64 \cdot 10^{-7}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$						
Пикритовый габбро-долерит	$1,11 \cdot 10^{-5}$	$1,98 \cdot 10^{-6}$	$2,27 \cdot 10^{-7}$	$1,25 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$1,25 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$						
Такситовые и контактовые габбро-долериты															
Контактный габбро-дслерит															
Среднезвешенный состав интрузий	$2,77 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-7}$	$1,97 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$4,01 \cdot 10^{-6}$	$1,97 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$4,01 \cdot 10^{-6}$						

* Для интрузии Норильск I приводятся уточненные цифры.

Таблица 24 (окончание)

Дифференциаты интрузий	гора Черная					Имангдинская					Второго порога					гора Озерная		
											Температура, °С							
	1300	1200	1100	1300	1200	1100	1200	1300	1200	1100	1200	1300	1200	1100	1300	1200	1100	
Габбро	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро-пегматит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварцевый долерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро-диорит	7,6·10 ⁻⁵	1,36·10 ⁻⁵	4,55·10 ⁻⁶	1,14·10 ⁻⁴	2,03·10 ⁻⁵	2,33·10 ⁻⁶	7·10 ⁻⁵	1,25·10 ⁻⁵	1,43·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Безоливиновый габбро-долерит	6,4·10 ⁻⁵	1,4·10 ⁻⁵	1,3·10 ⁻⁶	2,2·10 ⁻⁵	3,9·10 ⁻⁶	4,5·10 ⁻⁷	3,7·10 ⁻⁵	6,6·10 ⁻⁶	7,6·10 ⁻⁷	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оливиновый габбро-долерит	6,7·10 ⁻⁵	1,21·10 ⁻⁵	1,38·10 ⁻⁶	2,9·10 ⁻⁶	5,3·10 ⁻⁷	6,0·10 ⁻⁸	4,28·10 ⁻⁵	2,29·10 ⁻⁶	2,6·10 ⁻⁷	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Троктолиновый габбро-долерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пикритовый габбро-долерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Такситовые и контактовые габбро-долериты	4,68·10 ⁻⁵	0,83·10 ⁻⁵	0,95·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Контактный габбро-долерит	8,4·10 ⁻⁵	1,49·10 ⁻⁵	1,7·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднезвешенный состав интрузий	9·10 ⁻⁵	1,6·10 ⁻⁵	1,84·10 ⁻⁶	1,48·10 ⁻⁵	2,65·10 ⁻⁶	3,03·10 ⁻⁷	2,46·10 ⁻⁵	4,39·10 ⁻⁶	5,02·10 ⁻⁷	—	—	—	—	—	—	—	—	—

няются на таком температурном уровне pO_2 от дифференциата к дифференциату каждой из интрузий.

Интересно, что средние линии, соответствующие каждой из интрузий, проведенные через серию ее дифференциатов, имеют вполне определенный наклон, указывающий на нарастание при данной температуре pO_2 в процессе дифференциации. Постоянством условия pO_2 отличаются интрузии Норильск I и Черная. В порядке увеличивающегося нарастания pO_2 в процессе дифференциации следуют: Норильск II, Второй порог, Нижне-Фокинская, Имангдинская и гора Озерная.

Особенно хорошо закономерности, связанные с дифференциацией рассматриваемых интрузий Сибирской платформы, сопоставляются на тройной диаграмме составов (рис. 84).

Можно видеть, что один тип дифференциации (первоначальное обеднение MgO и обогащение $(FeO + Fe_2O_3)$ с последующим резким обогащением $(Na_2O + K_2O)$ характерен для интрузии Норильск I, горы Черной, Нижне-Фокинской и Имангдинской. По типу Скаергардской (резкое обогащение $(FeO + Fe_2O_3)$ и в самом конце обогащение SiO_2 и $(Na_2O + K_2O)$ дифференцируется магма интрузии Зуб и серия лав Норильского района. Промежуточным типом дифференциации будет характеризоваться магма интрузий Моронго и, возможно, Второго порога на Курейке.

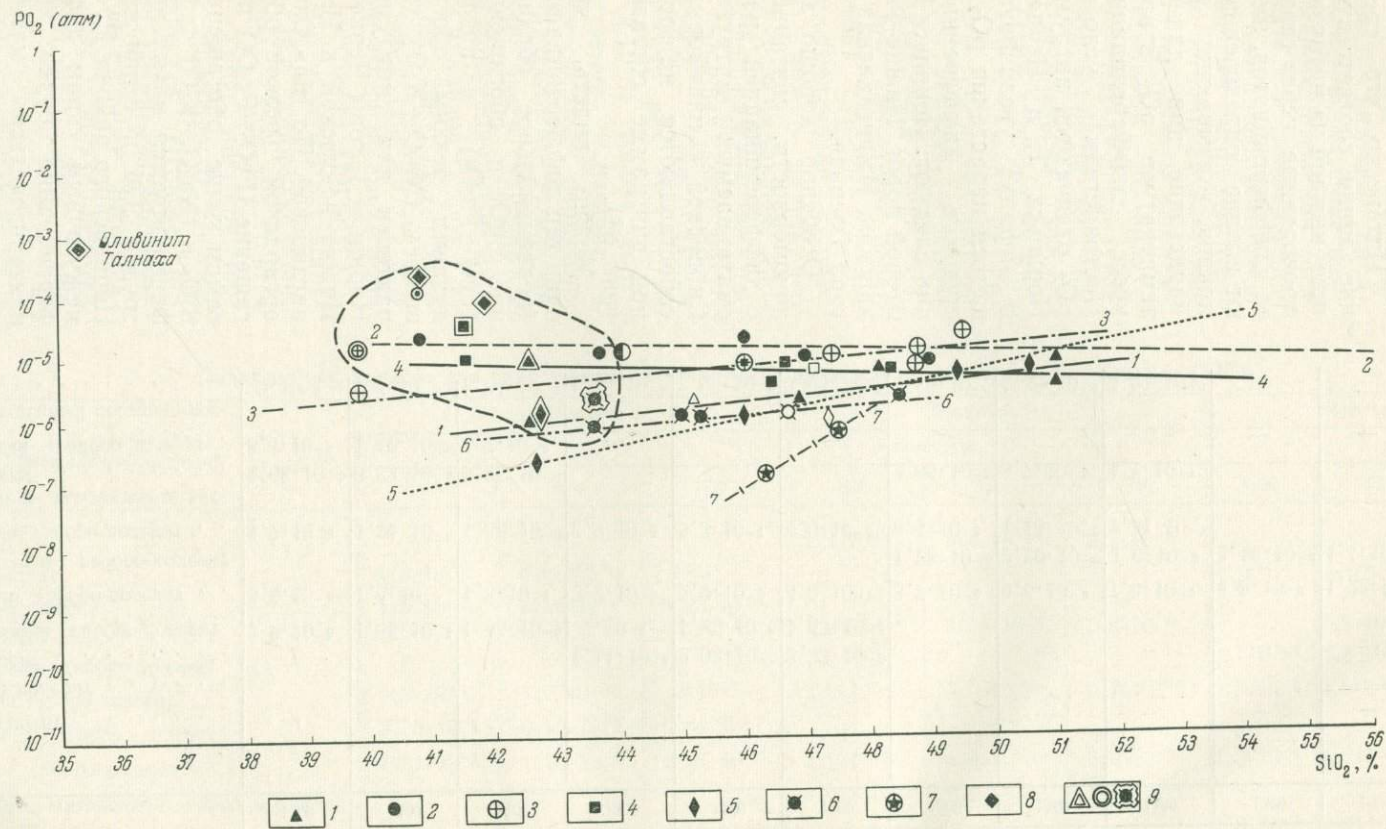


Рис. 85. График изменения PO_2 в процессе дифференциации для некоторых трапповых интрузий при температуре $1200^\circ C$
 1 — Нижне-Фокинская, 2 — Норильск I, 3 — Норильск II, 4 — гора Черная, 5 — Имангда, 6 — Второй порог, 7 — гора Озерная, 8 — Талнахская,
 9 — для пикритовых горизонтов при $t = 1300^\circ C$

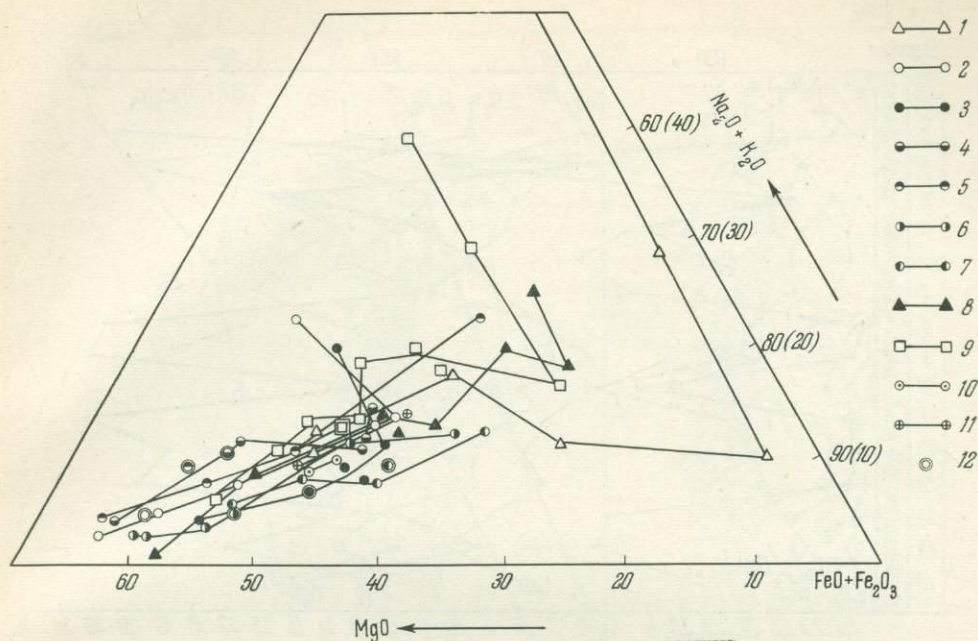


Рис. 86. Тройная диаграмма дифференциации для некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы

1 — Скаергард (по Wager, Deer, 1939), 2 — Нижне-Фокинская (Архипова, Начинкин, 1964), 3 — Норильск I (Годлевский, 1959), 4 — гора Черная, 5 — Имангда, 6 — Моронго (по И. А. Коровякову и др., 1963), 7 — Второго порога по р. Курейке (Виленский и др., 1964), 8 — серия дифференцированных лав Норильского района, 9 — гора Зуб (Годлевский, 1959); 10 — гора Озерная, 11 — гора Подкова (бассейн р. Курейки), по нашим данным, 12 — средневзвешенные и средние составы интрузий

Как можно видеть на рис. 86, породы интрузии Моронго формируют серию дифференциатов. В то же время из окислов профилей по разрезу этой интрузии (рис. 87) вытекает явная прямая сопряженность изменения MgO и FeO , а с другой стороны, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 и коэффициента фракционирования (f). Такое поведение окислов указывает на неравномерное распределение минеральных фаз в породах интрузии и прежде всего оливина и плагиоклаза. Нельзя, следовательно, согласиться с утверждениями И. А. Коровякова и др. (1963) об отсутствии в интрузии Моронго гравитационной сепарации.

Больше того, как следует из рис. 87, имела место именно неоднократная интенсивная сепарация наиболее магнезиальных кристаллов оливина (5—7% Fa), сменяющаяся менее интенсивной сепарацией оливина более железистого (14—19% Fa) состава (Коровяков и др., 1963). Такая картина может быть объяснена дополнительной отсадкой оливина из новых поступающих порций магмы, протекающих над ранними скоплениями кристаллов, выпавших из предыдущих порций магмы. Напротив, такое строение интрузии нельзя объяснить кристаллизацией из магмы, отвечающей по составу пикриту габбро-долериту, так как в этом случае была бы смена пород с постепенным увеличением железистости (f) снизу вверх, а не чередование пород с низкой и высокой железистостью. По-видимому, тем же объясняется и ультраосновной характер средневзвешенного состава Нижне-Фокинской интрузии (см. рис. 88), что совсем не говорит о первично ультраосновном характере исходной магмы.

На сводной диаграмме Заварицкого для Черногорской, Имангдинской и Курейских интрузий (Второго порога, Подковы, Озерной) (см. рис. 88) можно видеть принципиально те же петрохимические особен-

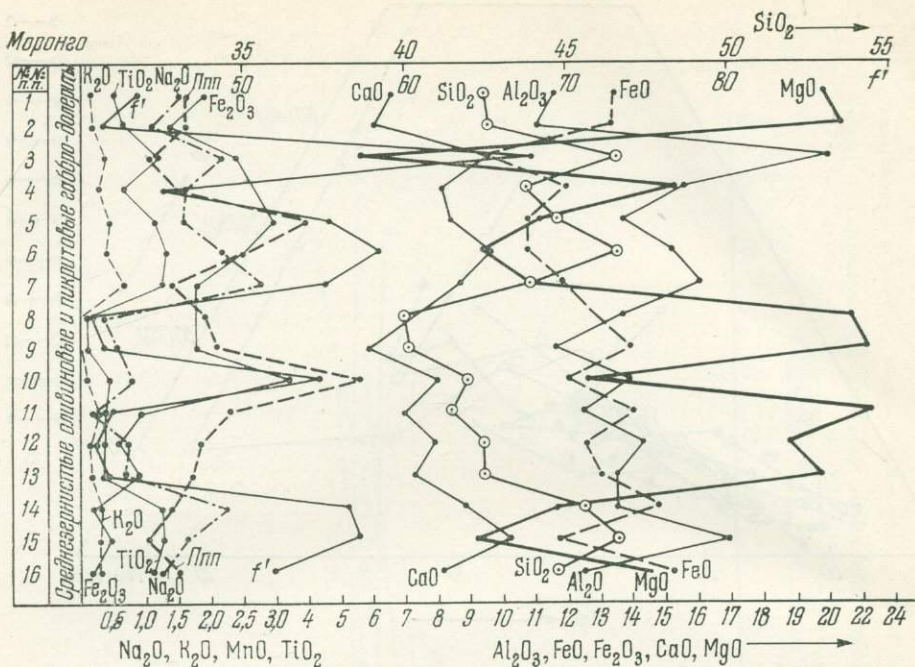


Рис. 87. Вариационная диаграмма окислов по разрезу интрузии Моронго (использованы данные Коровякова и др., 1963)

ности пород разреза интрузий, что и на диаграмме для Норильск I (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964). Кроме того, отчетливо заметно, что серия векторов Имангдинской интрузии занимает на диаграмме крайнее левое положение, имея наименьшие характеристики a . Породы интрузии Второго порога, наоборот, занимают крайнее правое положение, давая серию векторов с наибольшими характеристиками a и наименьшими c . Между этими крайними сериями располагается серия векторов интрузии горы Черной.

Векторы средневзвешенных составов для Черногорской и Имангдинской интрузий расположились в поле кристаллизации оливина (система форстерит — анортит — кварц), для интрузии Второго порога — в поле ромбического пироксена, хотя и вблизи от линии кристаллизации, разделяющей поля Fo и En . Вектор гибридных пород горы Черной (точка 27, нанесенная согласно анализу, приводимому М. Н. Годлевским, 1959) уже располагается в поле кристаллизации кристобалита и показывает сильный избыток в породе Al_2O_3 (значительная величина характеристики a^1) и SiO_2 ($Q = +17,0$), возникающий за счет ассимиляции песчано-глинистого материала. Породы интрузии Озерной также дали серию векторов, правда, с небольшим разбросом, характеризуя относительно слабую дифференциацию в этой интрузии. По интрузии горы Подкова нет химических анализов, характеризующих весь ее разрез, но имеющиеся анализы из двух главных дифференциатов показывают отчетливую разницу, т. е. наличие дифференциации.

Особенности строения дифференцированных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы, как следует из изложенного выше, необходимо рассматривать, исходя из влияния двух факторов дифференциации: парциального давления кислорода в исходной магме и условия ее фракционирования (отсадки ранних кристаллических фаз). Проявляются эти два фактора в тесном сочетании, ибо, как показано экспериментально (Osborn, 1959), разный режим давления кислорода приводит к двум путям дифференциации магмы только при условии ее фракционирования.

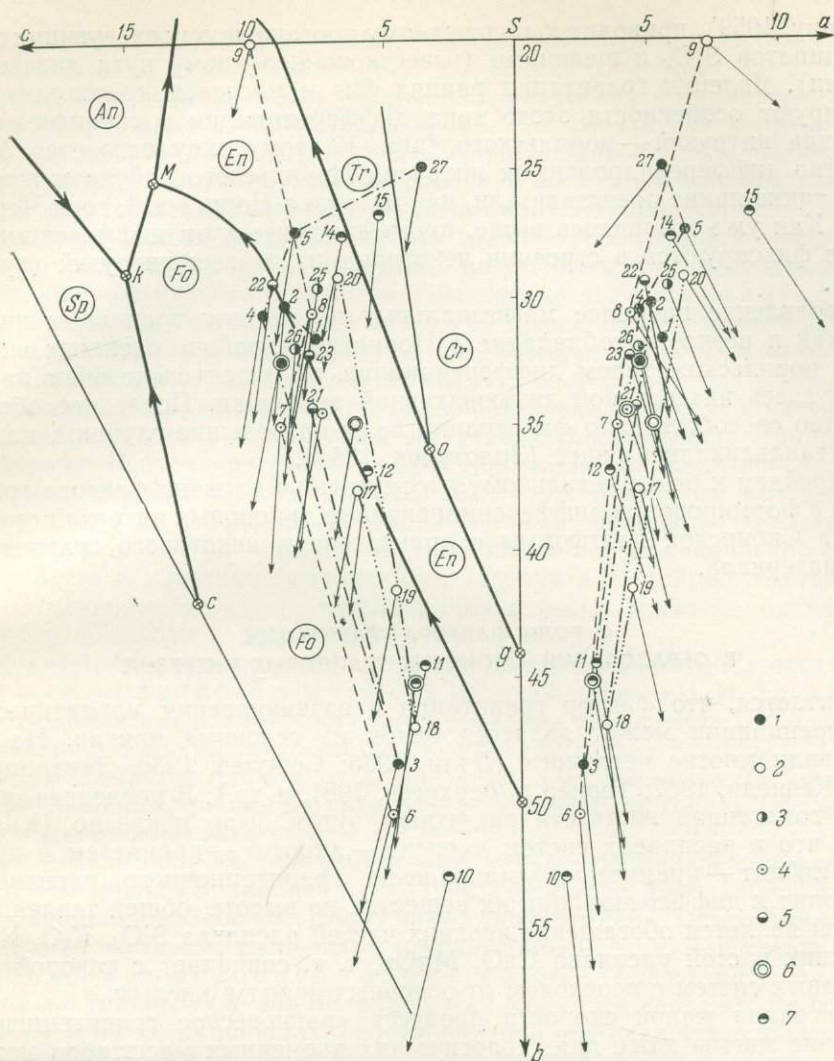


Рис. 88. Сводная диаграмма А. Н. Заварицкого для некоторых грапповых интрузий 1 — гора Черная, 2 — Второй порог (р. Курейка), 3 — гора Подкова (басс. р. Курейки), 4 — Имагиндинская, 5 — гора Озерная (бассейн р. Курейки), 6 — средние составы соответствующих интрузий, 7 — Нижне-Фокинская интрузия. Жирные котектические линии и символы принадлежат экспериментальной системе $Fo - An - SiO_2$ (Заварицкий, 1950)

Фракционирование магматической системы, закрытой в отношении кислорода (т. е. в условиях постоянного состава, по Осборну, 1959), приводит к абсолютному накоплению железа в поздних дифференциатах. Явления гравитации кристаллических фаз и последующей массовой кристаллизации представляют механизм, фиксирующий особенности дифференциации строением интрузий. Примером такого (скаергардского) типа дифференциации является Аламджахская интрузия (Масайтис, 1958) в центральной части Сибирской платформы. На северо-западе платформы к этому типу, как говорилось выше, можно, очевидно, отнести интрузию горы Зуб и дифференцированную серию лав Норильского района.

Фракционирование магматической системы, открытой в отношении кислорода (условие постоянного парциального давления кислорода, по

Осборну, 1959), приводит к абсолютному обогащению последующих дифференциатов SiO_2 и щелочами (известково-щелочному пути дифференциации). Явления гравитации ранних фаз и массовая кристаллизация фиксируют особенности этого типа дифференциации в специфическом строении интрузий — норильского типа. К этому типу относится большинство дифференцированных интрузий Норильского района и прежде всего такие яркие представители, как интрузия Норильск I, гора Черная и др. Как уже говорилось выше, промежуточные пути дифференциации также фиксируются в строении некоторых изученных интрузий (курейских).

Проявление наиболее магнезиальных по составу трапповых интрузий, как и резкое преобладание в Норильском районе сложных интрузий с норильским типом дифференциации, является следствием проявления здесь интенсивной дизъюнктивной тектоники. Последнее обстоятельство способствовало фильтрации воды на большие глубины, на чем мы останавливались ранее (Золотухин, 1964).

Перейдем к более детальному рассмотрению влияния фактора гравитации в формировании дифференцированных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы с привлечением некоторого сравнительного материала.

О РОЛИ ФАКТОРА ГРАВИТАЦИИ В ОБРАЗОВАНИИ СЛОИСТЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Считается, что фактор гравитации в возникновении магматической дифференциации может являться одной из основных причин. На это указывали многие петрологи (Дэли, 1936; Соболев, 1936; Заварицкий, 1950; Кеннеди, 1957; Тернер и Ферхуген, 1961, и др.). В последнее время и для гомогенной жидкости расчетным путем было показано (Кадик, 1963), что в расплавах систем диопсид — анортит — кремнезем и диопсид — лейцит — кремнезем установление гравитационного равновесия «приводит к дифференциации их вещества по высоте, общей тенденцией которой является обогащение верхних частей расплава SiO_2 , K_2O , Na_2O и нижних частей расплава CaO , MgO », т. е. совпадает с таковой для прородных систем с переходом от основных пород к кислым.

Благодаря малой скорости процесса «равновесное гравитационное состояние магмы даже для геологических временных масштабов может быть лишь пределом, к которому она стремится». Ввиду отсутствия количественной оценки других факторов магматической дифференциации, по мнению А. А. Кадика (1963), пока определенно нельзя сказать, будет ли поле тяготения основным фактором дифференциации магм в гомогенном состоянии. Во всяком случае выясняется, что для этого нужна значительная вертикальная протяженность расплава (десятки километров) и что процесс невозможен в небольших телах с образованием конечных продуктов дифференциации.

Заметим попутно, что при гравитационном разделении в гомогенном расплаве перенос вещества мыслится в виде групп, отвечающих по составу кристаллизующимся из расплава фазам (Ботвинкин). Самым ранним образованием подобных групп, возникающих из молекул окислов магматической жидкости, будут отличаться наиболее тугоплавкие — CaO и MgO . При снижении температуры, обрастая молекулами SiO_2 (Белов, 1963), которые «приспосабливаются к основному мотиву других катионов», в магматической жидкости возникают группы, отвечающие двум рядам силикатных минералов ряда Боуэна. Н. В. Белов (1963) подчеркивает «неруководящую» роль Al_2O_3 , SiO_2 и TiO_2 в первых стадиях процесса кристаллизации магмы. Отсюда вытекает, что перемещение на раннем этапе наиболее ранних групп MgO и CaO в магме уже, по-види-

тому, может создать обогащение этими компонентами нижних частей очагов.

В вопросах возникновения расслоенного строения в камерах сравнительно маломощных трапповых интрузий, как следует из изложенного выше, мы должны допустить влияние гравитационного поля на негомогенную магму, т. е. магму, находящуюся в состоянии кристаллизации. Это же следует и из экспериментальных работ (Лапин, Курцова, 1958).

Возникновение сложнопостроенных трапповых интрузий с дифференциацией на месте (в камере интрузии) может быть объяснено с позиций гравитационной кристаллизации магмы только при условии достаточно малой вязкости расплава, позволяющей выделившимся кристаллам либо накапливаться на дне камеры (оливин, пироксены), либо всплывать к ее кровле (плагиоклазы).

Несомненное накопление кристаллов оливина в нижней части потоков наблюдалось в пикритовых эффузивах северо-запада Сибирской платформы (Коровяков, 1948). Известны такие наблюдения были и ранее, в частности Фуллер (Fuller, 1939) для базальтов из Орегона описал поток, в основании которого местами мощность оливинового «слоя» менялась от 5,5 м до 75 см. Наиболее мощные накопления отмечались здесь в участках замедленного течения и застойных местах потока. Отмеченные явления отсадки оливина были также в базальтах Исландии (Mathews и др., 1964).

Подсчеты скорости осаждения зерен оливина по формуле Стокса при допущении вязкости магмы в 100 пуаз привели Н. Н. Урванцева (1958) к выводу о возможности формирования таким путем наблюдаемых мощностей пикритового габбро-долерита интрузии Норильск I. Весь вопрос заключается лишь в том, благодаря чему исходные магмы дифференцированных трапповых интрузий (как и части потоков) обладают такой низкой вязкостью.

Как показывают экспериментальные данные по плавлению различных горных пород (Воларович и др., 1936; Леонтьева, 1940, 1950; Эйтель, 1962; Заварицкий, Соболев, 1961), вязкость функционально связана с их химическим составом, в основном с содержанием в них кремнекислоты (рис. 89, Б). Чем основнее порода, тем меньшей вязкостью она обладает. Как следствие зависимости содержания SiO_2 в горных породах и соотношения в них силикатных и феррических минералов вязкость расплавов пород коррелируется не только с характеристиками s Заварицкого (прямая связь), но и с b (обратная связь). Как показали названные авторы, наблюдается также значительное понижение вязкости расплавленных пород при добавлении воды, CaF_2 , соляной и плавиковой кислот и «магматических» газов. Эйтель (1962) подчеркивает, что влияние содержания воды на вязкость магмы чрезвычайно велико (ионы гидроксила и водорода очень сильно понижают вязкость силикатных расплавов). Однако какие-либо количественные суждения о вязкости исходной базальтовой магмы упираются в оценку конкретного содержания в ней летучих компонентов (в основном воды). Неясно также, в какой степени увеличивает вязкость расплава давление, хотя действие давления и летучих в известной мере и компенсируют друг друга.

Как говорилось ранее (Золотухин, 1964), мы вынуждены признать приблизительно одинаковую «сухость» исходных базальтовых магм и для интрузий Аламджахского и Норильского типа. Судя по присутствию ранних дифференциатов этих интрузий (соответственно троктолитового и пикритового типа), условия для осаждения оливина здесь имелись, и, следовательно, расплав обладал низкой вязкостью при незначительном содержании воды и других магматических газов. Напротив, по мере остывания магмы и образования других дифференциатов в условиях

большого богатства летучими компонентами, чем для первых, эффект гравитации играет, по-видимому, уже меньшую роль (слоеобразных скоплений кристаллов пироксенов, подобных оливиновым, уже не наблюдается, а содержание оливина очень плавно падает к верхней части разреза интрузий). Приходится считать, что благоприятные условия для гравитации кристаллов заканчиваются с образованием оливин-биотитовых (троктолитовых) габбро-долеритов и дальнейшая кристаллизация оливина, плагиоклазов и пироксенов идет в расплаве, обладающем уже существенно более высокой вязкостью, несмотря на большую концентрацию летучих компонентов, чем ранее.

Сказанное выше заставляет думать, что решающая роль в возможности гравитации кристаллов в камере интрузии принадлежит основности исходного состава магмы и ее некоторому перегреву (начальные температуры около 1350—1300° С¹, а не 1250—1100° С или даже ниже, как это принимается для менее основных, наиболее распространенных траппов Сибирской платформы). И наибольшая основность, и перегрев магм связаны, несомненно, с их наибольшей глубинностью по сравнению с другими траппами Сибирской платформы. Последние к моменту их кристаллизации не имеют возможности к гравитации первых кристаллов, так как вязкость расплава при такой температуре и составе резко возрастает (в 3—7 до 10 раз по сравнению с наиболее основной базальтовой магмой, имеющей температуру 1300—1350° С — см. рис. 89, Б, диаграмму Воляровича). Вследствие этого в них не наблюдается резкого обогащения пироксенами или плагиоклазами отдельных частей интрузивных тел.

В то же время следует подчеркнуть, что, если гравитация кристаллов при такой вязкости магмы уже почти или совсем не проявляется, то ориентировка кристаллов, возникающая при движении магмы, как показывают наши микроструктурные анализы, имеет место вплоть до самых высоких значений вязкости природных расплавов — при большем содержании в них SiO₂ (Золотухин, 1958).

Попутно отметим, что в условиях относительно малой вязкости при формировании обогащенных оливином горизонтов и при наличии предварительной ликвации магмы на сульфидную и силикатную, можно было бы ожидать полную отсадку наиболее тяжелой и ранней фазы — сульфидных капель и образование сплошного сульфидного слоя, но никак не «висячей» вкрапленности. «Застревание» сульфидных капель в силикатном каркасе тем более не объяснимо, так как допущение жидкостного состояния их на этом этапе позволяет полагать, что, имея несравненно более высокий удельный вес, чем окружающие силикаты, они будут стекать по межзерновым порам вниз, где образуют слой с сидеронитовой структурой.

Мы провели ряд расчетов скорости падения в базальтовом расплаве при разных температурах как для кристаллов оливина, клинопироксенов, плагиоклаза, используя формулу, являющуюся развитием формулы Стокса², так и для жидких капель сульфида железа (если таковые существовали в расплаве), используя формулу Адамар-Рабчинского (Заварицкий, Соболев, 1961). В расчетах использовались цифры вязкости сухих базальтовых расплавов, установленные Воляровичем и другими (1936). Плотность расплава получалась путем введения 10% отрицательной поправки в значения измеренной плотности контактовых пород изучавшихся интрузий с использованием указания Эйтеля (Эйтель,

¹ Именно в этом интервале, как показали наши эксперименты, по плавлению пикритовых габбро-долеритов исчезает (распадается и расплавляется) наиболее ранняя силикатная фаза — оливин (Золотухин, 1964).

²
$$v = \frac{2gr(d_1 - d_2)}{9\eta}$$
 (Заварицкий, Соболев, 1961).

1962), что «объем стеклообразной фазы на 5—10% бывает больше объема кристаллической фазы». Для пород интрузий Норильск I и Второй порог величина зерен для упрощения расчетов везде принималась, как в пикритовых габбро-долеритах, т. е. в среднем 0,5 мм в диаметре. Состав оливина (и соответственно удельный вес) принят, как в пикритовых габбро-долеритах, для плагиоклаза и клинопироксенов — взяты средние значения по интрузии, удельный вес для жидких сульфидов принят 3,95 (Заварицкий, Соболев, 1961). Для Аламджахской интрузии средний размер зерен и составы минеральных фаз приняты по описанию В. Л. Масайтиса (1958).

Полученные результаты по вычислению скорости отсадки минералов и минимального времени, необходимого для образования пикритовых и троктолитовых горизонтов, приводятся в табл. 25 и на рис. 89, А. Из них видна высокая скорость отсадки оливина.

При наличии его кристаллов во взвешенном состоянии в магме, занимающей камеру интрузии, пикритовый и троктолитовый горизонты имеют возможность возникнуть в Норильской интрузии при температуре магмы 1320° за 0,1 года, 1250° — за 0,3 года, 1200° — за 0,6 года, а при 1100° — уже за 8,5 лет. В маломощной интрузии Второго порога получаются соответственно: 0,02; 0,06; 0,13; 1,72 года. В более мощной, чем Норильск I — Аламджахской интрузии получены следующие цифры (соответственно): 0,13; 0,4; 0,8 и 10,8 года. Как видим, между температурами 1200 и 1100° существует большой скачок во времени и скорости осадки. Этот скачок отмечен не только для силикатов, но и для расчета варианта с присутствием жидких сульфидных капель. Последние должны были осесть целиком, значительно опередив оливин и другие силикаты. Так, для интрузии Норильск I при 1400° они должны были бы осесть за 0,03 года, при 1320° — за 0,04, при 1200° — за 0,26, при 1100° — за 3,5 года. Для маломощной интрузии Второго порога соответственно имеем: 0,006; 0,009; 0,05 и 0,71 года.

Большой описательный материал по содержанию оливина в контактовых породах дифференцированных интрузий (Норильск I, гора Черная, Имангда, Второй порог) показывает около 10% (Коровяков и др., 1963; Виленский и др., 1964)¹. Этот факт, по нашему мнению, указывает на возможность продуцирования магмой кристаллов оливина в количестве около 10%. Ориентировочный подсчет, если исходить из среднего наблюдающегося распределения оливина в породах разреза интрузии Норильск I (контактовые по 10% (сверху и снизу), габбро-диориты — 0, безоливиновые и со спорадическим оливином — 5, оливиновые — 15, троктолитовые — 20, пикритовые габбро-долериты — 25—50%), показывает, что для образования такой картины путем отсадки из равномерно насыщенной кристаллами оливина магмы последняя должна содержать их всего лишь 12—15% от общей внедряющейся массы.

Интересно было сопоставить с отсадкой оливина действие этого фактора на минералы, появляющиеся в основном в этап массовой кристаллизации пород интрузии. Для этого обратимся к анализу рис. 89, по одной оси которого отложены значения температуры и соответствующей ей вязкости базальтового расплава, а по другой — время в годах (в логарифмическом масштабе), которое требуется для осаждения того или иного минерала при равных температурах расплава.

Как можно видеть из рис. 89, для интрузии Норильск I, при температуре расплава 1300°С должна произойти быстрая садка капель сульфида железа, если таковые существовали в расплаве, а также интенсивная, но менее быстрая, чем для сульфидов, садка кристаллов оливина.

¹ В Аламджахской интрузии — около 5% оливина в эндоконтактовых породах (Масайтис, 1958).

При 1250° наряду с садкой указанных фаз может произойти осаждение клинопироксенов (в среднем в течение полугода) и плагиоклазов (в среднем за 3—4 года). При 1200° время осаждения значительно увеличивается, если для сульфидов для этого требуется 0,25 года, для оливина более 0,5 года, клинопироксена в среднем 0,9 года, то для плагиоклаза уже от 5 до 9 лет. Резко увеличивается время осаждения при 1100°, когда даже для сульфидов требуется около 4 лет, для оливина около 9 лет, клинопироксенов 10 лет, а для плагиоклазов около 85 лет. Интересно также отметить следующее: один и тот же интервал времени требуется для садки оливина при 1300° и соответственно сульфидов при 1250°; клинопироксенов при 1250° и соответственно оливина при 1230° и сульфидов при 1170°; плагиоклазов при 1250° и соответственно клинопироксенов при 1170°, оливина при 1140° и сульфидов при 1100° (см. рис. 87).

Учитывая наиболее реальный интервал температур для образования пикритовых габбро-долеритов 1320—1200° (конец — начало экспериментального расплавления), отметим, что для садки оливина в этом интервале температур может потребоваться соответственно 0,1—0,65 года, для клинопироксена в интервале 1250—1200° требуется 0,4—1,0 года, для плагиоклаза в этом интервале температур необходимо 2,7—9,0 лет.

Для дополнительной характеристики интрузий с разной мощностью (рис. 89, А) здесь же были построены кривые минимального времени охлаждения магмы. Расчет производился без учета выделения скрытой теплоты кристаллизации и отражает падение начальной температуры (1350°) в центре магматической пластины через определенный интервал времени при переходе ее в базальтовое стекло (использовалось уравнение (4—43) для теплопроводности пластины — Эккерт, Дрейк, 1961, стр. 124)¹. Это уже дает возможность оценить существовавшие минимальные отрезки времени, которые позволяют произойти отсадке тех или иных минералов в наиболее вероятном интервале температур. Можно говорить о том, что охлаждение магмы Норильской интрузии было не настолько быстрым, чтобы вообще не дать осесть оливину, клинопироксенам и плагиоклазу (до 1225°). При 1150° плагиоклаз уже, по-видимому, не имел возможности осаждаться. Рассматривая реальное распределение максимумов содержания минералов по разрезу интрузии (рис. 90) можно видеть, что максимум плагиоклаза находится ближе к верхней части интрузии (приурочен к габбро-диоритам), максимум клинопироксенов располагается ниже по разрезу (приурочен к безоливиновым габбро-долеритам) и еще ниже по разрезу располагается максимум оливина (соответствует пикритовым габбро-долеритам).

Из такой картины распределения можно сделать вывод, что садка выделяющихся из магмы минералов имела место и как раз в том порядке, как это вытекает из рис. 89, А, но до конца она не прошла, ибо нужно учитывать не только время, необходимое на осаждение, но и время, нужное на кристаллизацию². Таким образом, подобное удлинение сроков, по-видимому, в значительной степени осложняет процесс гравитации и не дает проявиться ему во всей полноте. Появление же каркаса, состоящего из многочисленных кристаллов силикатов, вообще прекратит дальнейшую садку, за исключением капель сульфидов (если таковые существовали), которые по интерстициям неизбежно должны «стекать» вниз интрузии.

¹ Оценку времени полной кристаллизации, используя соответствующую формулу Джагера (Jaeger, 1957), произвел по нашей просьбе В. Н. Шарпов, получавший для Норильска I приблизительно 440 лет (с использованием другой формулы около 400 лет), а для интрузии Второго порога 45 лет.

² Кроме того, следует при оценке времени отсадки учитывать «эффективную вязкость» магмы, содержащей взвешенные кристаллы и пузырьки газовой фазы и способной повысить величину на порядок (при 50% кристаллов от общей массы) по сравнению с вязкостью жидкой фазы (Shaw, 1965).

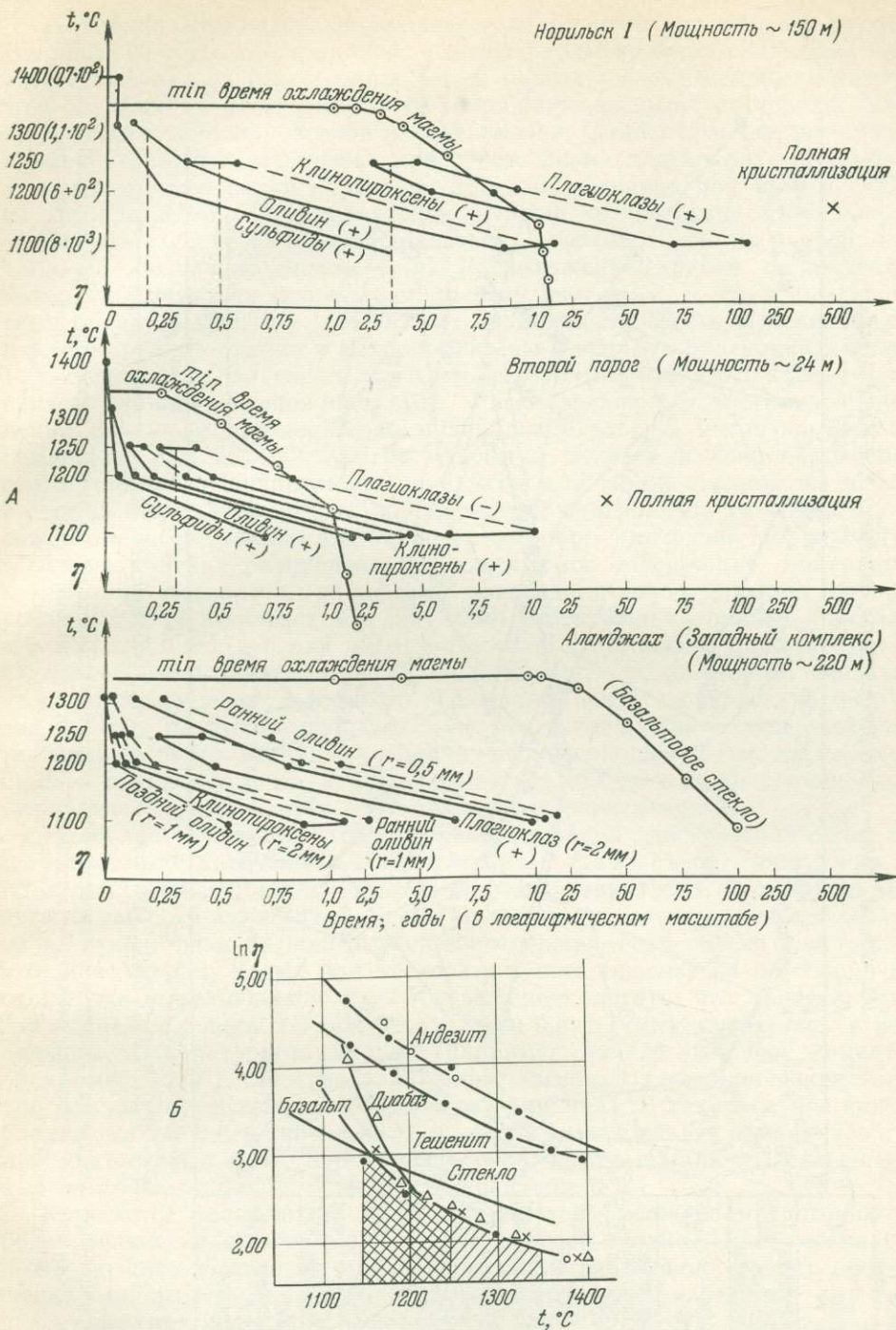


Рис. 89. Графики расчета времени (А) осаждения кристаллов оливина, плагиоклаза и клинопироксена по формуле Стокса для некоторых интрузий. Для плагиоклаза и клинопироксена имеется соответственно по две кривых. Крайние правые относятся к стадии сосаждения кристаллов после образования пикритового горизонта (объяснения см. в тексте)

Вязкость некоторых расплавов (Б) в зависимости от температуры (по Воларовичу и др., 1936)

Норильск-1

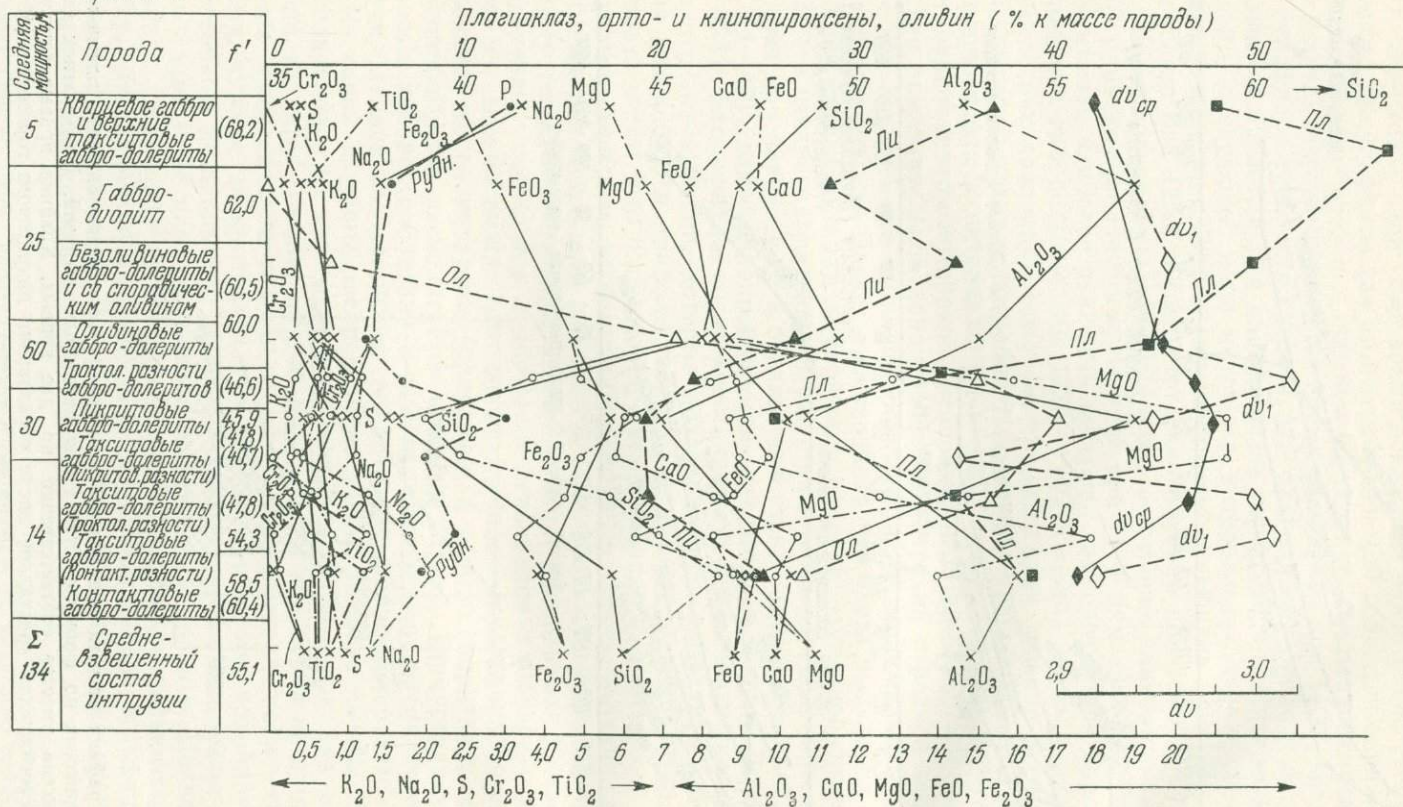


Рис. 90. Вариационная диаграмма окислов и распространения главных минералов по разрезу пород интрузии Норильск I. Диаграмма построена по средним данным, приводимым М. Н. Годлевским (1959), — сплошные линии, с уточнением значительной части по разрезу, исходя из наших химических анализов (пунктир с точкой)

Подобная же картина наблюдается и для интрузии Второго порога (см. рис. 89, А) с той разницей, что интервалы времени садки фаз при всех температурах резко сокращаются благодаря маломощности интрузии. К отличиям относится также сокращение разрыва интервала между кривыми клинопироксенов и плагиоклаза. Один и тот же интервал времени требуется, например, для перемещения плагиоклаза при 1250° и соответственно садки пироксена при 1200, оливина при 1180 и сульфидов при 1160°. Плагиоклазы в отличие от интрузии Норильск I (и Аламджакской) будут не осаждаться, а всплывать, что на рис. 89, А и табл. 25 обозначено знаком (—). Расположение кривой охлаждения магмы для интрузии Второго порога позволяет сказать, что в интервале температур от 1300° до 1150° имеют возможность осесть выделившиеся к этому времени оливин и клинопироксены и всплыть плагиоклаз. Ниже 1150° всплывание плагиоклаза уже маловероятно, как и осаждение оливина и клинопироксенов при 1100°. Рассмотрение реального распределения максимумов содержания минералов в разрезе интрузии Второй порог (см. рис. 66) показывает максимум оливина и клинопироксена, соответствующие пикритовому горизонту, для самой верхней же части интрузии отмечается максимум содержания плагиоклаза (и второй максимум пироксенов, как и для кварцевого габбро в интрузии Норильск I).

Такая картина распределения максимумов содержания минералов в интрузии позволяет, во-первых, присоединиться к мнению других исследователей (Виленский и др., 1964) о всплывании ранних кристаллов плагиоклаза (в верху интрузии состав плагиоклаза даже несколько более основной, чем в середине интрузии)¹ и, во-вторых, сказать, что осаждение и соответственно всплывание фаз закончилось в интрузии к 1150°, на что потребовалось не менее года. При дальнейшей интенсивной кристаллизации расплава выделяющиеся фазы не перемещались вверх или вниз, а могли двигаться только в направлении движения магмы, приобретая соответствующую ориентировку.

Наиболее сложным ходом гравитационной дифференциации из сравнимых интрузий обладает Аламджакская интрузия (фактический материал излагается по Масайтису, 1958). Как можно видеть из табл. 25 и рис. 89, А, время охлаждения магмы допускает осаждение любой фазы за подсчитанные интервалы, если только кристаллы уже находятся в магме или успевают кристаллизоваться параллельно садке уже выделившихся фаз. Можно предполагать, что кристаллизация раннего оливина (с диаметром зерен 0,5 и 1 мм) начиналась в небольшом температурном разрыве (например, начало 1255°) от момента (например, 1250°) для кристаллизации плагиоклаза (величина кристаллов которых превышает величину зерен оливина). В таком случае более раннее осаждение оливина не приведет к образованию оливинитового или пикритового слоя, а получатся троктолитовые породы, обогащенные не только оливином, но и плагиоклазом.

Кристаллы плагиоклаза при более быстром осаждении «догоняют» более мелкие кристаллы ранее выделившегося оливина. Еще несколько более позднее выделение кристаллов клинопироксенов создает обогащение ими вышележащего горизонта долеритов. Аналогичный ему горизонт верхних долеритов имеет состав клинопироксена, а также коэффициент фракционирования, близкие к таковым нижних габбро-долеритов, но содержание клинопироксена уже резко ниже (рис. 91). Гораздо меньшая скорость осаждения кристаллов плагиоклаза, чем пироксенов, при условии их одновременной кристаллизации в момент

¹ Всплывание здесь возможно благодаря более высокой плотности расплава, чем для Норильской и Аламджакской интрузий, где, наоборот, наблюдается осаждение плагиоклаза.

Скорость отсадки (ориентировочные расчеты) минералов в некоторых трапповых интрузиях и время формирования в них пикритовых и троктолитовых горизонтов

Интрузия	Характеристика процесса	Оливин ($r=0,5$ мм)			Клинопироксен ($r=0,5$ мм)			Плагиоклаз ($r=0,5$ мм)			Капли сульфида железа ($r=0,5$ мм)				
		Температура, °С													
		1100	1200	1320	1100	1200	1250	1100	1200	1250	1100	1200	1320	1400	
Вверх (—), вниз (+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)		
Норильск I	Скорость отсадки, м/год	17,5	228	1373	17,5	228	456	2,14	28,6	57,0	43,2	566	3460	4950	
	Время на прохождение всей мощности интрузии (150 м), годы	8,58	0,658	0,109	8,58	0,658	0,33	70,2	5,25	6,64	3,47	0,26	0,043	0,03	
	Время на прохождение оставшейся мощности интрузии (150—40=110 м); после образования пикритового слоя, годы	—	—	—	6,3	0,483	0,24	51,5	3,85	1,93	—	—	—	—	
	Σ, годы				14,88	1,141	0,57	121,7	9,10	4,57					
Второй порог	Вверх (—), вниз (+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(—)	(—)	(—)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	Скорость отсадки, м/год	13,9	185	1100	9,46	125,1	252	3,87	51,3	102	33,7	450	2700	3850	
	Время на прохождение всей мощности интрузии (24 м), годы	1,72	0,13	0,021	2,54	0,192	0,095	6,2	0,47	0,23	0,71	0,053	0,0089	0,006	
	Время на прохождение оставшейся мощности; после образования пикритов и троктолитов горизонта (18 м), годы	—	—	—	1,9	0,144	0,071	4,7	0,35	0,47	—	—	—	—	
Σ, годы				4,44	0,336	0,166	10,9	0,82	0,40						

Инtruзия	Характеристика процесса	Оливин (ранний 32% Fa , $r=0,5$ мм)			Клинопироксен ($r=2$ мм)			Плагиоклаз ($r=2$ мм)			Оливин (поздний 65% Fa , $r=1$ мм)			
		Температура, °C												
		1100	1200	1320	1100	1200	1250	1100	1200	1250	1100	1200	1320	1400
Вверх (-), вниз (+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
Аламджахская инtruзия (западный комплекс)	Скорость отсадки, м/год	20,4 (82 м/год при $r=1$ мм)	272 (1085 м/год при $r=1$ мм)	1630 (6525 м/год при $r=1$ мм)	249	3340	6680	34,4	458	911	232	3090	9290	—
	Время на прохождение всей мощности инtruзии (220 м), годы Для образования троктолитового горизонта	40,8 (2,68 года при $r=1$ мм)	0,81 (0,202 года при $r=1$ мм)	0,135 (0,033 года при $r=1$ мм)	0,88	0,066	0,033	6,4	0,481	0,24	—	—	—	—
	Время на прохождение оставшейся мощности инtruзии (220—50=170 м); после образования троктолитового горизонта, годы	8,35	0,62	0,105	0,68	0,051	0,025	4,9	0,371	0,186	—	—	—	—
	Σ , годы	19,15	1,43	0,24	1,56	0,117	0,058	11,3	0,852	0,426	—	—	—	—
	Время на прохождение оставшейся мощности после кристаллизации нижних и верхних долеритов и габбро-долеритов—для образования феррогаббро (60 м), годы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,52	0,039	0,006	—

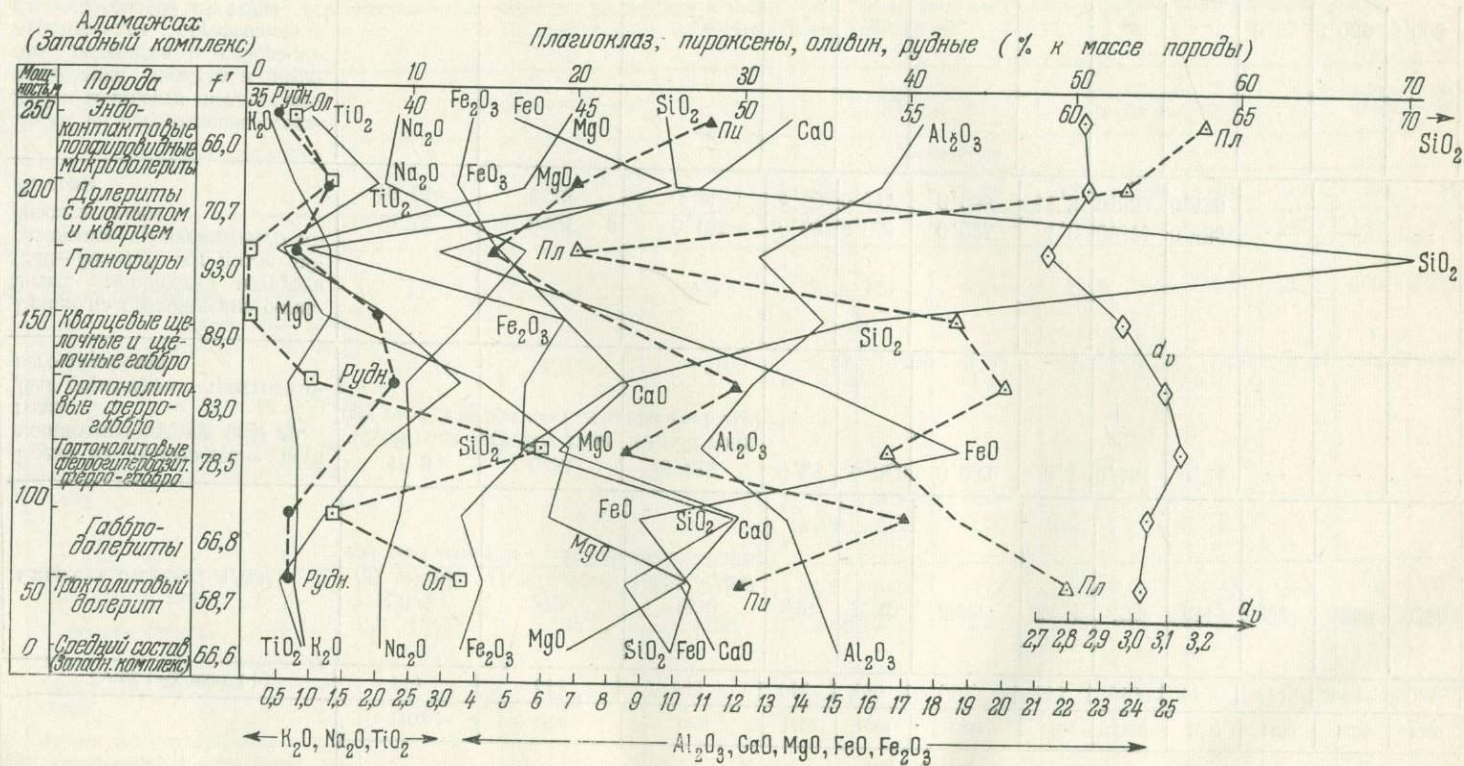


Рис. 91. Вариационная диаграмма окислов и распространение главных минералов по разрезу пород западного комплекса Аламджасакской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй). Для построения использованы данные В. Л. Масайтиса (1958)

возникновения этих пород создает заметное обогащение плагиоклазом горизонта верхних долеритов.

В то же время более быстрое осаждение выделяющихся кристаллов пироксенов, а в значительной мере и плагиоклаза по сравнению с зернами оливина приведет к тому, что при температуре ниже 1250° оливин будет накапливаться уже не внизу интрузии, а в ее средней, еще не закристаллизовавшейся части. Поскольку состав этой оставшейся жидкости после фракционирования кристаллов пироксена и плагиоклаза сильно изменится, то и попавшие в нее зародышевые кристаллы оливина при дальнейшем росте приобретут состав гортонолита и, осаждаясь более интенсивно (удельный вес их составит значительно больше), дадут горизонт гортонолитовых феррогаббро. В интервале $1250-1100^{\circ}$ время отсадки гортонолита не превышает 0,5 года. Конечно, в этом процессе огромную роль (см. начало главы) еще играет малая величина парциального давления кислорода (путь дифференциации при постоянном составе — притока кислорода нет), в противном случае высокожелезистых минералов (в том числе гортонолита) не образовалось бы, а дифференциация сопровождалась бы садкой окислов железа (Osborn, 1961).

Лежащие выше над феррогиперстеновыми гортонолитовые феррогаббро при значительном обеднении их гортонолитом имеют уже значительное количество акцессорного рудного минерала, которого много и в вышележащих щелочных габбро (последние заметно обеднены пироксенами). Выделение в это время зерен рудного минерала и отсутствие его садки в придонную часть интрузии говорит о том, что каркас силикатных минералов уже образовался и не давал возможности кристаллам рудного минерала опускаться вниз. В то же время появление рудного минерала в заметных количествах (до 10%) свидетельствует об увеличении в оставшейся магме парциального давления кислорода. По-видимому, здесь мы имеем порог, когда накопление скудных количеств летучих компонентов исходной магмы начинает сказываться на характере дифференциации оставшейся магмы. Вышележащий горизонт кварцевых габбро содержит шпильеры гранофиров. Последние сильно обеднены всеми минералами, присущими исходной магме, и представляют последние порции остаточной — уже кислой магмы.

Резюмируя все сказанное выше, подчеркнем, что трапповые интрузии Норильского типа, в отличие от Аламджакского типа, имеют простую схему образования.

1. Возникает корка контактового габбро-долерита.

2. В процессе садки взвешенных в магме кристаллов раннего оливина возникают горизонты пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Садка происходит в условиях остановок между импульсами поступательного движения магмы. 12—15% кристаллов оливина от общей магматической массы дают при гравитации реально наблюдаемые содержания оливина, например, в породах интрузии Норильск I. Большие количества взвешенного, ранее фракционированного из магмы оливина либо продолжающаяся садка их из новых порций протекающей магмы над уже осевшими оливиновыми горизонтами может значительно увеличить мощность этих горизонтов, вплоть до преобладания в разрезе интрузии, что мы и действительно имеем на примере Нижне-Фокинской интрузии (Архипова, Начинкин, 1964) и на некоторых участках Талнахской интрузии (Егоров, Суханова, 1963).

3. В условиях прерывистого поступательного движения магмы продолжается медленная садка оливина и еще более медленная — пироксенов и плагиоклаза. Остаточная магматическая жидкость мигрирует вверх. Возникает горизонт оливиновых габбро-долеритов.

4. Медленное опускание плагиоклазов (всплывание в интрузии Второго порога) прерывается массовой кристаллизацией пород, далее

сводящей на нет влияние гравитации. Движение магмы постепенно прекращается. Возникает горизонт безоливиновых габбро-долеритов и габбро-диоритов.

5. Такситовые габбро-долериты и габбро возникают позже и к первичному механизму гравитационной кристаллизации имеют косвенное отношение, наследуя состав переплавляемых пород (Золотухин, 1964).

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ТАКСИТОВЫХ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ

Представления о возникновении такситовых габбро-долеритов в составе норильских интрузий путем вторичного переплавления были опубликованы ранее (Золотухин, 1964). В настоящем разделе мы внесем существенные дополнения по химизму этого процесса. Больше всего материала имеется по интрузии Норильск I. Поэтому некоторые закономерности по этому вопросу мы приводим на примере такситовых габбро-долеритов и габбро интрузии Норильск I.

М. Н. Годлевским (1959) было отмечено, что средний химический состав такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск I приближается к средневзвешенному составу всей интрузии. На этом основании он объединил такситовые и контактовые габбро-долериты в один дифференциат. При таком общем подходе совершенно затерялась важнейшая особенность интрузии — химическая и минералогическая неоднородность в группе такситовых пород. Как можно видеть из табл. 26, наблюдается отчетливая разница в химизме между группой лейкократовых такситовых габбро-долеритов (нормальная оливиновая разность) и меланократовых такситовых габбро-долеритов (пикритовая и троктолитовая разность). В то же время средний состав, полученный суммированием химических составов этих групп, очень близок к средневзвешенному составу интрузии, имея несколько меньшее количество SiO_2 , железа, кальция и заметно большее количество магния.

Точно такая же картина, как можно видеть из этой же таблицы, получается и при суммировании составов габбро и пикритовых габбро-долеритов. Отмеченная особенность еще ранее указывалась Вагнером (1932) для «дифференцированной зоны» Бушвельдского массива, где при суммировании составов лейкократовых (анортозиты) и меланократовых (бронзититы) слоев получается средний состав, очень близкий к составу диалогового норита Главного пояса Бушвельда.

Тем не менее в механизме возникновения лейкократовых пород интрузии Норильск I и Бушвельда существует и заметная разница. Такситовые габбро-долериты и габбро интрузии Норильск I наследуют химический состав пород, возникших при гравитационной кристаллизационной дифференциации, с некоторым незначительным перемещением вещества внутри переплавляемых дифференциатов. При этом намечается лишь местная тенденция к обособлению («стяжению») калиевого и феррического компонентов. В Бушвельдском массиве эта тенденция проявляется в полной мере, и в «дифференцированной зоне» происходит обособление в отдельные почти мономинеральные «слои» лейкократовые и меланократовые — калиевого и феррического компонентов. Общая унаследованность у этих пород химических составов дифференциатов, возникших в процессе гравитационной кристаллизации, менее заметна и отходит на второй план.

Несмотря на наличие в какой-то степени своеобразной «гибридизации» при смешении продуктов переплавления контактовых и пикритовых габбро-долеритов, явная унаследованность химического состава замещаемых пород, как это видно из табл. 27—29, не вызывает сомнения. То, что движение вещества при таком магматическом замещении невелико, можно видеть на графиках привнос — вынос, составленных по

Сравнение химических составов некоторых пород дифференцированных интрузий

Окисел	Норильск I (Сибирская платформа)								Бушвелльд (Южная Африка)											
	Средний такситовый лейкократовый габбро-долерит (среднее из четырех)	Средний такситовый габбро-долерит, пикритовые и троктолитовые разности (среднее из семи)	Среднее из них		Средне-взвешенный состав интрузии	Анортозитовое габбро	Средний состав пикритового горизонта	Среднее из анортозитовых и пикритовых пород	Бронзит	Анортозит	Среднее из бронзита и анортозита	Диалоговый норит								
			с H ₂ O	без H ₂ O на 100 %									Данные Коровякова и др., 1963				Данные Вагнера (Дю Тойт, 1957)			
SiO ₂	45,50	41,93	43,71	46,12	46,66	48,84	41,36	45,10	55,30	48,25	51,77	50,70								
TiO ₂	0,56	0,37	0,46	0,48	0,76	0,66	0,67	0,67	0,10	0,05	0,07	0,20								
Al ₂ O ₃	18,07	10,78	14,42	15,22	14,91	21,21	11,06	16,13	2,20	30,60	16,40	17,90								
Fe ₂ O ₃	3,33	4,75	4,04	4,26	4,33	0,85	5,38	3,12	0,45	0,90	0,67	1,30								
FeO	6,42	9,23	7,85	8,29	9,12	7,59	11,68	9,63	10,05	0,95	5,50	3,80								
MnO	0,12	0,20	0,16	0,16	0,12	0,13	0,15	0,14	0,15	—	0,07	—								
MgO	8,19	18,08	13,13	13,87	11,36	5,42	21,39	13,40	29,80	0,65	15,22	10,40								
CaO	10,56	7,08	8,82	9,30	10,67	13,02	7,02	10,03	1,80	17,75	9,77	9,80								
Na ₂ O	1,84	0,94	1,39	1,46	1,32	1,76	0,80	1,28	0,30	0,60	0,45	2,00								
K ₂ O	1,26	0,35	0,80	0,84	0,75	0,52	0,49	0,50	Следы	0,10	0,05	0,30								
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,05	—	—	—	—	—	0,20	0,25	0,22	0,05								
П. п. п.	3,82	5,01	4,41	—	—	—	—	—	—	0,25	0,12	1,00								
H ₂ O ⁻	0,80	0,76	0,78	—	—	—	—	—	0,10	0,15	0,12	0,03								
Сумма	100,51	99,70	100,02	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,65	100,50	100,43	99,75								

Расчет движения вещества для случая переработки контактового в такситовый (MgO~7—10%) габбро-долерит

Оксид	Весовые %		Весовые % в пересчете на 100		Содержание (в г на 100 см ³)		Привнос—вынос	
	Контактовый габбро-долерит (средний из шести)	Такситовый габбро-долерит I (средний из четырех)	Контактовый габбро-долерит	Такситовый габбро-долерит	Контактовый габбро-долерит	Такситовый габбро-долерит	Абсолютная разница, г	В % к массе оксида на 100 см ³ исходной породы
SiO ₂	46,62	45,50	46,42	44,92	135,45	135,00	-0,45	-0,33
TiO ₂	1,19	0,56	1,18	0,55	3,45	1,65	-1,80	-52,20
Al ₂ O ₃	13,93	18,07	13,90	17,80	40,69	53,60	+12,91	+27,60
Fe ₂ O ₃	4,04	3,33	4,02	3,28	11,73	9,87	-1,86	-15,80
FeO	9,35	6,42	9,31	6,33	27,90	19,05	-8,85	-31,70
CaO	9,86	10,56	9,81	10,42	28,63	31,40	+2,77	+9,68
MgO	8,84	8,19	8,80	8,08	25,68	24,30	-1,38	-5,37
MnO	0,16	0,12	0,16	0,12	0,47	0,36	-0,11	-23,50
K ₂ O	0,58	1,26	0,58	1,24	1,69	3,73	+2,04	+123,00
Na ₂ O	2,04	1,84	2,03	1,81	5,93	5,45	-0,48	-8,10
H ₂ O	0,44	0,80	0,44	0,79	1,28	2,38	+1,10	+86,00
П. п. п.	2,31	3,82	2,30	3,76	6,71	11,30	+4,59	+68,40
S	0,74	0,74	0,75	0,78	2,16	2,34	+0,18	+8,30
P ₂ O ₅	0,18	0,04	0,18	0,04	0,52	0,12	-0,40	-77,00
Cr ₂ O ₃	0,08	0,05	0,08	0,05	0,23	0,15	-0,08	-35,00
V ₂ O ₅	0,05	0,03	0,05	0,03	0,14	0,09	-0,05	-35,00
Сумма	100,41	101,38	100,00	100,00	292,66	300,79	+8,13	+2,78
								Общий привнос вещества
d _v			2,92	3,01				

методу Н. И. Наковника (1958) ¹. Анализируя таблицы 27—29 и графики (рис. 92), видим, что при возникновении нижних такситовых габбро-долеритов заметную подвижность приобретает титан, хром (выносятся), алюминий, железо, фосфор, натрий. Интенсивно привносится калий и летучие компоненты (П. п. п.) Устойчивыми инертными компонентами остаются SiO₂, MgO, CaO.

На основании подобных же расчетов мы составили графики (рис. 93) и для случая переработки оливиновых и безоливиновых габбро-долеритов соответственно в оливиновые и кварцевые габбро. Здесь намечаются определенные отличия в поведении ряда компонентов у оливиновых и безоливиновых пород. Так, для кварцевого габбро фиксируется привнос титана (для оливинового габбро—вынос), вынос магния (некоторый привнос для оливинового габбро), вынос кальция (привнос для оливинового габбро) и т. д.

Особенно показателен график (рис. 94), приводимый нами для случая замещения жилками габбро (обр. 163/60) ороговкованных контактовых габбро-долеритов (обр. 163г/60), изображенного в ранней работе (Золотухин, 1964; см. табл. VIII, рис. 2). Выясняются некоторые особенности, имеющиеся на графике (рис. 94, обр. 48а—48б), для габбро с частично деанортизированным плагиоклазом (обр. 48б). Оказывается, что первоначально процесс образования габбро идет с привносом алюминия,

¹ Постоянство объема при описываемом магматическом замещении позволяет применить этот метод.

титана и калия и некоторым выносом железа (рис. 94, график 1). Более поздние процессы автометаморфизма сопровождаются выносом алюминия, калия, кальция, магния и интенсивным привносом железа, натрия и летучих компонентов (П. п. п.), в том числе серы (рис. 94, график 2).

Для общей характеристики поведения главнейших окислов в процессе переработки (магматического замещения, включая сопутствующие

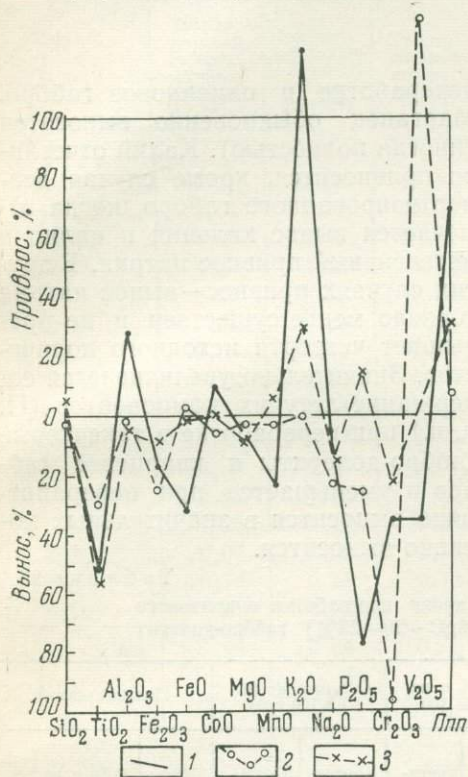


Рис. 92. Диаграммы привнос — выноса вещества, построенные по методу Н. И. Наковника, для следующих пар пород

1 — первый такситовый, контактовый габбро-долерит, 2 — второй такситовый, пикритовый габбро-долерит, 3 — третий такситовый, троктолитовый габбро-долерит (см. табл. 27—29)

носятся, но в очень малых количествах $\sim 0,5$ — 6% . Очень характерно поведение титана при переработке пикритовых и контактовых в такситовые габбро-долериты (интенсивный вынос до 55%). Столь же интенсивно он уже привносится при переработке в кварцевое габбро безоливиновых габбро-долеритов. Алюминий при переработке пикритовых в такситовые движется незначительно, в то время как при переработке контактовых в такситовые, как и оливиновых и безоливиновых габбро-долеритов в габбро, наблюдается заметная подвижность (привнос — вынос достигает четверти исходного количества). Железо заметно выносится, кроме случая образования кварцевого габбро за счет безоливинового габбро-долерита, когда отмечается значительный привнос (по-видимому, за счет титаномагнетита, так как одновременно здесь наблюдается привнос окисного и закисного железа и титана). Кальций как привносится, так и выносится, но не превышает четверти исходного количества. Магний выносится обычно в незначительных количествах при переработке в такситовые габбро-долериты и кварцевые габбро и привносится при

автометаморфические изменения) тех или иных пород в такситовые габбро-долериты и габбро приводим обобщающую табл. 30 привнос — выноса, дающую представление о подвижности элементов в процессе.

Как можно видеть из нее, кремнекислота в процессе переработки как привносится, так и вы-

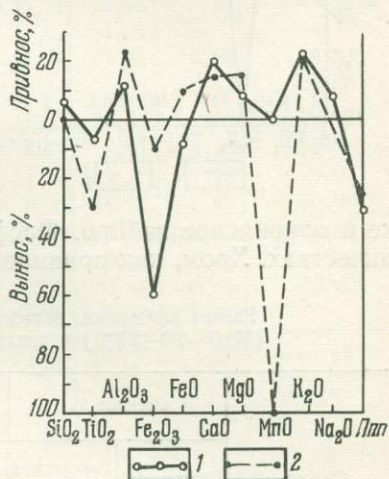


Рис. 93. Диаграммы привнос — выноса вещества, построенные по методу Н. И. Наковника, для следующих пород

1 — оливиновое габбро (обр. 49/59) — оливиновый до троктолитового габбро-долерит (обр. 53/59), 2 — оливиновое габбро (обр. 49/59) — оливиновый габбро-долерит (обр. 52/59)

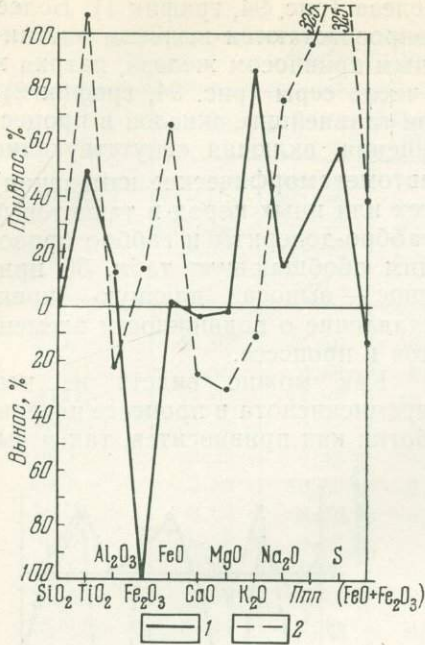


Рис. 94. Диаграммы привнос—выноса вещества, построенные по методу Н. И. Наковника для пар пород

1 — габбро (обр. 163/60) — ороговикованный контактовый габбро-долерит (обр. 163г/60), 2 — кварцевое габбро (обр. 486) — кварцевый базальтиновый габбро-долерит (обр. 48А/59)

переработке в оливиновое габбро. Марганец обыкновенно выносится (иногда полностью). Калий отчетливо привносится, кроме случая деанортизированного габбро, когда отмечается вынос кальция и калия и интенсивный привнос натрия. В других случаях привнос—вынос натрия гораздо менее существен и не превышает четверти исходного количества. Значительно увеличивается содержание летучих компонентов (П. п.) при переработке в такситовые габбро-долериты и кварцевое габбро и уменьшается при переработке в оливиновое габбро. Фосфор обычно выносится в значительных количествах. Хром, как правило, интенсивно выносится.

Таблица 28

Расчет движения вещества для случая переработки пикритового (MgO ~ 20—23%) в такситовый (MgO ~ 20—22%) габбро-долерит

Оксид	Весовые %		Весовые % в пересчете на 100		Содержание (в г на 100 см ³)		Привнос—вынос	
	Пикритовый габбро-долерит (среднее из восьми)	Такситовый габбро-долерит II (среднее из четырех)	Контактовый габбро-долерит	Такситовый габбро-долерит	Контактовый габбро-долерит	Такситовый габбро-долерит	Абсолютная разница, г	В % к массе оксида на 100 см ³ исходной породы
SiO ₂	39,40	40,17	39,00	39,83	115,00	113,50	-1,50	-1,30
TiO ₂	0,63	0,47	0,63	0,46	1,86	1,31	-0,55	-29,50
Al ₂ O ₃	8,84	9,09	8,76	8,92	25,81	25,40	-0,40	-1,55
Fe ₂ O ₃	6,36	4,97	6,31	4,92	18,60	14,03	-4,57	-24,60
FeO	9,12	9,75	9,05	9,65	26,65	27,50	+0,85	+3,19
CaO	6,07	5,87	6,02	5,81	17,75	16,55	-1,20	-6,78
MgO	21,50	21,56	21,34	21,32	62,85	60,75	-2,10	-3,35
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,59	0,57	-0,02	-3,39
K ₂ O	0,24	0,25	0,24	0,25	0,71	0,71	—	—
Na ₂ O	0,78	0,62	0,77	0,61	2,27	1,74	-0,53	-23,35
H ₂ O ⁻	0,44	0,76	0,44	0,75	1,29	2,14	+0,85	+66,00
П. п. п.	5,44	6,11	5,40	6,05	15,90	17,02	+1,12	+7,05
S	1,14	1,10	1,13	1,09	3,33	3,11	-0,22	-6,62
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,08	0,06	0,23	0,17	-0,06	-26,10
Cr ₂ O ₃	0,62	0,02	0,61	0,02	1,79	0,06	-1,73	-96,80
V ₂ O ₅	0,02	0,05	0,02	0,05	0,06	0,14	+0,08	+133,30
Сумма	100,78	101,05	100,00	100,00	293,69	283,70	-9,98	-3,4
d _v			2,95	2,85				Общий вынос вещества

Расчет движения вещества для случая переработки троктолитового (MgO~13—18%) в такситовый (Mg~13—16%) габбро-долерит

Окисел	Весовые %		Весовые % в пересчете на 100		Содержание (в г на 100 см ³)		Привнос—вынос	
	Троктолитовый габбро-долерит (среднее из пяти)	Такситовый габбро-долерит III (среднее из трех)	Троктолитовый габбро-долерит	Такситовый габбро-долерит	Троктолитовый габбро-долерит	Такситовый габбро-долерит	Абсолютная разница, г	В % к массе окисла на 100 см ³ исходной породы
SiO ₂	42,25	43,69	41,75	43,70	126,00	131,00	+5,00	+3,97
TiO ₂	0,61	0,27	0,60	0,27	1,81	0,81	-1,00	-55,40
Al ₂ O ₃	13,05	12,47	12,90	12,48	39,00	37,41	-1,59	-4,08
Fe ₂ O ₃	4,97	4,53	4,92	4,53	14,85	13,59	-1,26	-8,49
FeO	8,99	8,82	8,89	8,82	26,81	26,47	-0,34	-1,26
CaO	8,34	8,29	8,24	8,29	24,82	24,81	—	—
MgO	16,05	14,60	15,86	14,60	47,90	43,80	-4,10	-8,56
MnO	0,18	0,19	0,18	0,19	0,54	0,57	+0,03	+5,66
K ₂ O	0,34	0,44	0,34	0,44	1,02	1,32	+0,30	+29,40
Na ₂ O	1,10	1,27	1,09	1,27	3,29	3,81	+0,52	+15,80
H ₂ O ⁻	0,39	0,76	0,39	0,76	1,17	2,28	+1,11	+95,00
П. п. п.	2,86	3,92	2,82	3,92	8,51	11,14	+2,63	+30,90
S	1,25	0,48	1,23	0,48	3,72	1,44	-2,28	-61,40
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,07	0,08	0,21	0,24	+0,03	+14,20
Cr ₂ O ₃	0,73	0,56	0,72	0,56	2,17	1,68	-0,49	-22,60
V ₂ O ₅	—	0,01	—	0,01	—	0,03	+0,03	—
Сумма	101,18	99,98	100,00	100,00	301,82	300,40	-1,42	-0,47 Общий вынос вещества
<i>d_v</i>			3,02	3,00				

Знаменательно поведение никеля (см. табл. 30). Для переработки контактовых габбро-долеритов в такситовые — он привносится, а пикритовых, наоборот, — выносится. При переработке в оливниновое габбро: 1) троктолитовых габбро-долеритов никель сильно выносится, 2) оливниновых габбро-долеритов — явно привносится.

Интересно отметить, что общий привнос — вынос вещества в процессе переработки незначителен, причем привнос в такситовые, возникшие по контактовым, почти компенсируется выносом из такситовых, возникшим по пикритовым габбро-долеритам. При возникновении габбро преобладает привнос, но он не превышает 2—5% от массы исходной (замещающей) породы. Схематически относительная подвижность главнейших компонентов (от более подвижных к менее подвижным) в процессе магматического замещения (включая сопутствующие аутометаморфические изменения) может быть выражена следующим рядом: H₂O, S, K₂O, Na₂O, TiO₂, Cr₂O₃, P₂O₅, NiO, Fe, Al₂O₃, CaO, MgO, SiO₂. Отсюда становится понятным перераспределение хрома и титана, образование их незакономерных скоплений и обеднений как в переплавляемых породах, так и выше по разрезу интрузии.

Микроскопическое изучение такситовых габбро-долеритов дает прямое указание на активное воздействие магмы такситовых габбро-долеритов на исходные породы. Особенно хорошо это заметно при наблюдении реликтов пикритовых габбро-долеритов, кристаллы оливина которых претерпевают грануляцию, распад на мелкие части, изометричные зерна.

Сводная таблица привнос (+) — выноса (—) вещества при магматическом замещении (в % к массе окислов на 100 см³ замещаемой породы)

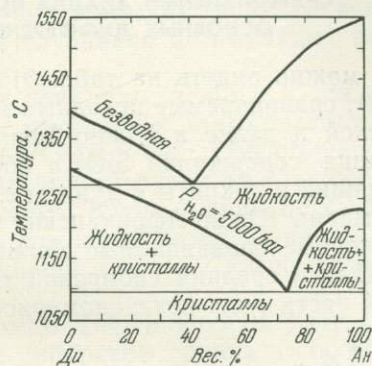
Окисел	Средний такситовый (MgO 7—10%) — средний контактовый габбро-долерит	Средний такситовый (MgO 20%) — средний пикритовый габбро-долерит (MgO 20—23%)	Средний такситовый (MgO 13—18%) — средний троктолитовый габбро-долерит (MgO 13—18%)	Оливиновое габбро (обр. 49) — троктолитовый габбро-долерит (обр. 53)	Оливиновое габбро (обр. 49) — оливиновый габбро-долерит (обр. 52)	Кварцевое габбро (обр. 48б) — кварц-содержащий безоливиновый габбро-долерит (обр. 48а)	Габбро (обр. 163) — ороговиконанный контактовый габбро-долерит (обр. 163/60)
SiO ₂	<1,0	-1	+4	+6	+1	+5	-1
TiO ₂	-52	-29	-55	-7	-30	+106	+49
Al ₂ O ₃	+27	-2	-4	+11	+23	-23	+12
Fe ₂ O ₃	-16	-25	-8	-59	-10	+12	-100
FeO	-32	+3	-1	-8	+10	+66	+1
CaO	+10	-7	0	+20	+15	-25	-4
MgO	-5	-3	-8	+9	+15	-31	-2
MnO	-23	-3	+6	0	-100	0	—
K ₂ O	+123	0	+29	+22	+21	-16	+87
Na ₂ O	-8	-23	+16	+8	-2	+75	+14
П. п. п.	+68	+7	+31	-30	-28	+95	+35
P ₂ O ₅	-77	-26	+14	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	-35	-97	-23	—	—	—	—
V ₂ O ₅	-35	+133	—	—	—	—	—
NiO	+20	-18	-50	-76	+150	—	—
Общий привнос — вынос вещества (см. табл. 27—29)	+2,8	-3,4	-0,5	+0,9	+5,3	+2,0	-0,1

образующие характерные угловатые «поля» и «полосы» измельченных кристаллов вплоть до проявления микрогранобластовой структуры (см. петрографическое описание такситовых габбро-долеритов). В то же время свежесть зерен оливина и проявление характерных пойкилокрстов оливина (очень похожих на пойкилокрсты пироксенов), насыщенных включениями расплава, газовыми и существенно газовыми включениями, отсутствие в такситовых габбро-долеритах какого-либо широкого развития серпентина, некоторое повышение роли железистого компонента в таком оливине, все переходы от крупных реликтовых зерен оливина к мелким не оставляют никакого сомнения в том, что это был высокотемпературный процесс в физико-химическом поле устойчивости оливина, который и приводил в ряде случаев к его сборной перекристаллизации (образование своеобразных пойкилокрстов).

Воздействие такситовых габбро-долеритов ощущается и выше в некоторых участках пикритовых габбро-долеритов и частично даже в оливин-биотитовых габбро-долеритах, где под воздействием горячих отделяющихся эманаций, проникающих вверх, остаются следы ороговикования (распад пойкилокрстов клинопироксена на отдельные самостоятельные зерна, образование за счет крупных кристаллов клинопироксена мономинеральных микроучастков с микрогранобластовой структурой, контрастное соседство участков с мелкими вытянутыми лейстами плагиоклаза и крупными идиоморфными кристаллами плагиоклаза и т. д.). Все эти признаки ороговикования постепенно затухают выше по разрезу интрузии, но затем опять появляются и усиливаются по мере приближения к верхним такситовым габбро-долеритам и габбро.

Проявляющийся при образовании такситовых габбро-долеритов и габбро процесс магматического замещения соответствует переплавлению («анатексису», по Седерхольму) с участием плутонических газов глибинной магмы. Более широкий термин «палингенезис» (возрождение) включает и случай плавления пород без участия посторонних газов только за счет повышения температуры. Дэли (1936) указывает следующие факторы, могущие приводить к такому местному плавлению: «1) общая теплота земли; 2) магматическая теплота, 3) медленное, но интенсивное скалывание при орогеническом боковом давлении, 4) быстрая реализация силы натяжения в массе породы. Последний тип предполагается при

Рис. 95. Диаграмма плавления (Yoder, 1955) для системы диопсид — анортит — вода (по Зававичкому и Соболеву, 1961)



объяснении больших изолированных линз энстатитового гранофира в куполе Вредефорта». Этот же механизм можно предполагать при возникновении обособленных линз и жилочек тахилитов в долеритах и габбро-долеритах, в частности, отмеченных нами в интрузиях Норильск II и Второго порога. Третий тип приводит, в частности, к образованию «псевдотахилитов» (Philpotts, 1964).

Процесс возникновения такситовых габбро-долеритов, являясь по своей сущности «палингенезисом» (возрождением) магмы, не был обязан ни одной из четырех приведенных выше причин, как это следует из крупнозернистости и лейкократовости этих пород, свидетельствующих о большой роли летучих компонентов в их происхождении.

Описываемый процесс, по-видимому, следует считать магматическим замещением магматической же породы, причем следует учесть насыщенность летучими компонентами магмы, находящейся под высоким давлением газовых струй, а также высокую подвижность и проницаемость вдоль мельчайших трещин и капилляров как летучих компонентами, так и самой магмы. Эта насыщенность магмы летучими компонентами и приводит позже к образованию пегматоидных грубозернистых пород (такситовых габбро-долеритов при наличии реликтов трудноплавких минералов исходных пород и габбро, когда таких реликтов нет или их немного). Как можно видеть на рис. 95, при наиболее распространенном соотношении в исходной расплавляемой породе, грубо отвечающем 30—50% клинопироксена и 50—70% анортита, в случае высокого давления водяного пара (5000 атм) первым начинает кристаллизоваться клинопироксен, который и дает крупные идиоморфные кристаллы (при сравнительно магнезиальном их составе), что является характерной чертой части такситовых габбро-долеритов, возникающей за счет пикритовых габбро-долеритов. При меньших фазовых соотношениях клинопироксена и плагиоклаза в исходной породе первым начнет кристаллизоваться анортит, а клинопироксен будет гипидиоморфнозернистым, либо даже ксеноморфным. Такие соотношения известны для габбро и части такситовых габбро-долеритов.

Экспериментами с плавлением базальтов под давлением водяного пара в 1000 атм (цитируется по Осборну, 1964; см. также Hamilton з. oth., 1964) установлено, что первым выделяется клинопироксен, а затем плагиоклаз. Таким образом, даже значительно меньшие, чем 5000 атм, давления водяного пара приводят к значительному сдвигу эвтектической точки в сторону плагиоклаза и выделению первым клинопироксена. Эти экспериментальные данные характеризуют область давлений водяного пара, уже совсем близкую к той, которая, по-видимому, имела место при возникновении такситовых габбро-долеритов и габбро.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ИСХОДНЫХ МАГМ НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ

Как можно видеть на табл. 31 и вариационной диаграмме окислов (рис. 96), сравниваемые исходные магмы от Сибирских интрузий к Скаергардской и далее к Южно-Африканским распределились в порядке нарастания содержания SiO_2 и образовали достаточно плавный ряд, переходящий в пикриты и дуниты в начальной его части. Хорошо заметно, что магмы Южно-Африканских интрузий содержат SiO_2 больше, чем все остальные сравниваемые магмы, в том числе и средний плато-базальт Дэли и средний сибирский трапп Лебедева. Поведение Al_2O_3 на большей части ряда незаконномерное, и наблюдаются отклонения в ту и

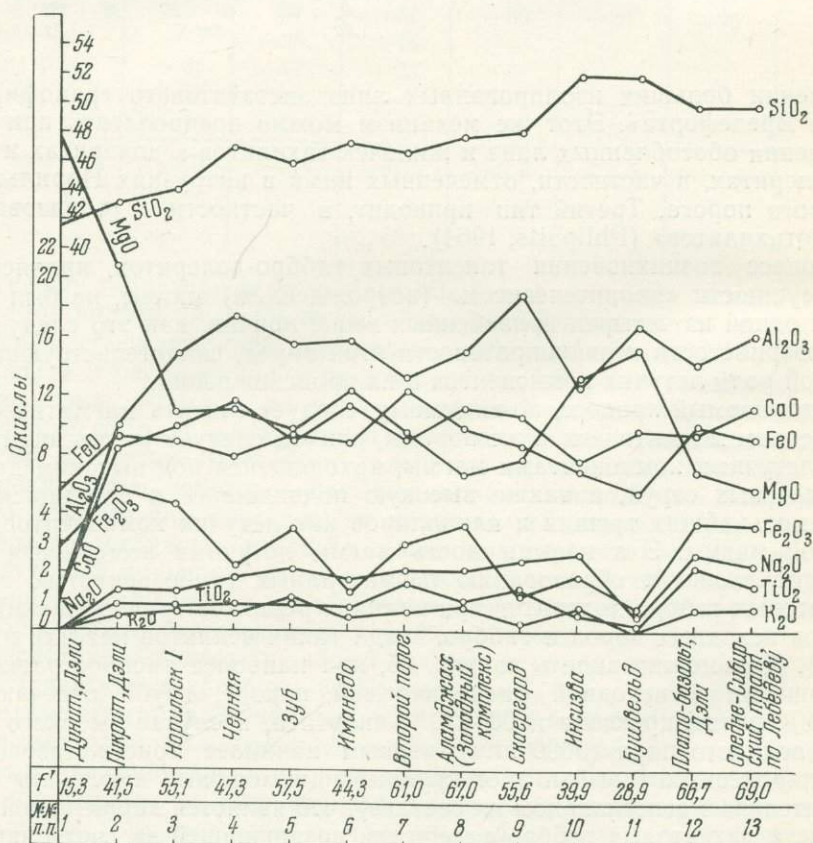


Рис. 96. Вариационная диаграмма окислов средних химических составов магм, исходных для некоторых базальтоидных дифференцированных интрузий

другую сторону от средней линии, отвечающей содержанию Al_2O_3 в среднем сибирском траппе. Наиболее глиноземистыми оказались исходные магмы Скаергарда, горы Черной и Бушвельда, наименее — Инсизвы и Второго порога. Остается предположить, что такое поведение указывает на обогащение глиноземом первых за счет ассимиляции вмещающих пород (глинистых сланцев).

Поведение кальция подобно поведению алюминия, т. е. для большей части ряда дает отклонения в обе стороны от средней линии, отвечающей содержанию CaO в среднем плато-базальте Дэли. Наиболее обогащены кальцием исходные магмы Скаергарда, Алмаджакской интрузии, Имангды, горы Черной и средний сибирский трапп. Не исключено, что объяснением этому может быть глубинная ассимиляция ими известняков.

Поведение магния обнаруживает четкую тенденцию к снижению от дунитов и пикритов через Сибирские интрузии к плато-базальту Дэли и среднему сибирскому траппу. Отклонением в большую сторону от этой тенденции является магма Имангдинской интрузии на Сибирской платформе и особенно магнезиальные магмы Южно-Африканских интрузий (именно этим и объясняется резко пониженный коэффициент фракционирования этих магм, см. рис. 93). Причин этого мы коснемся несколько далее.

Большинство исходных магм имеют FeO в количествах, примерно, отвечающих уровню FeO в среднем сибирском траппе. В большую сторону резко отклоняется исходная магма Второго порога, а в меньшую — Южно-Африканских интрузий. Окисное железо исходных магм большей части интрузий приближается к уровню такового для плато-базальта и среднего сибирского траппа. Резко меньшие количества наблюдаются для исходных магм Черногорской, Имангдинской, Скаергардской и Южно-Африканских интрузий.

Количества титана в исходных магмах в общем плавно нарастают от пикритов по Дэли через интрузии Сибирской платформы к плато-базальту по Дэли. Исключением являются Южно-Африканские интрузии, где титана содержится заметно меньше.

Плавно увеличение содержания натрия в исходных магмах (отклонение в меньшую сторону для Бушвельда) четко фиксируется от ультраосновного конца ряда к плато-базальтам по Дэли. Для калия в исходных магмах большинства интрузий намечается уровень содержания, отвечающий таковому в плато-базальте и среднем сибирском траппе. Некоторая обогащенность калием намечалась для исходной магмы Зуба, обедненность для Имангдинской и особенно для Скаергардской и Бушвельдской интрузий. Таким образом, можно полагать, что мощные бушвельдские граниты, при их общей обогащенности щелочами (сумма 8,5%), вряд ли являются нормальными дифференциатами исходной магмы, а представляют собой палингенные образования и возникают за счет вмещающих пород, богатых SiO_2 и щелочами в условиях постоянного парциального давления кислорода, т. е. при разгерметизации камеры интрузии.

Данные по исходным составам магм для ряда дифференцированных интрузий (табл. 31), нанесенные на диаграмму А. Н. Заварицкого, где также имеются векторы средних составов ряда пород по Дэли и базальтов из разных частей земли (рис. 97), позволяют сделать некоторые интересные выводы. Отметим основные.

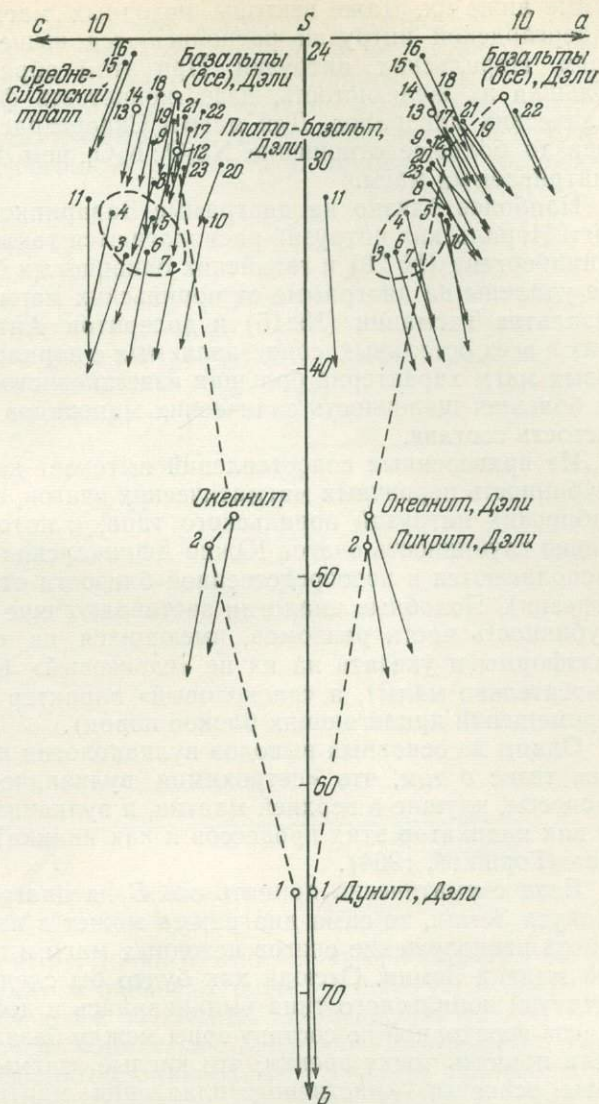
Исходные магмы Сибирских интрузий Норильского типа на диаграмме образуют ограниченное поле, располагающееся между точками диаграммы для океанитов и пикритов по Дэли, с одной стороны, и точками всех базальтов и плато-базальтов по Дэли, с другой стороны. По сравнению с точкой среднего сибирского траппа (№ 13) это поле сильно

Исходные составы магм для некоторых дифференцированных интрузий (по литературным данным)

Окисел	Сибирская платформа							Сравнительные данные из других районов						
	Средний состав нормального траппа (Лебедев, 1955)	Норильский район					р. Курейка	р. Аламджах	Скаергард	Инсизва	Бушвельд	Средние составы по Дэли		
		Средний взвешенный состав для интрузии Норильск I (Годлевский, 1959)	Средний взвешенный состав для интрузии горы Черной (Коровяков и др., 1963)	Средний взвешенный состав для интрузии горы Зуб (Годлевский, 1959)	Средний состав интрузии по р. Имангда (Коровяков и др., 1963)	Средний состав интрузии Второго порога (Виленский и др., 1964)	Исходная магма западного комплекса Аламджахской интрузии (Масайтис, 1958)	Средняя магма Скаергардской интрузии (Wager and Deer, 1939)	Закаленное габбро интрузии Инсизва (Scholtz, 1936)	Магма дифференцированной зоны (анортит-бронзитит). (Исходные данные Вагнера, 1932)	Плато-базальт	Пикрит	Дунит	
														Средние составы по Дэли
SiO ₂	49,80	44,06	47,09	45,89	47,37	46,74	47,85	48,2	52,00	51,77	49,70	43,14	41,69	
TiO ₂	1,50	0,71	0,76	0,86	0,70	1,62	0,92	1,4	0,60	0,07	2,23	0,85	0,02	
Al ₂ O ₃	16,10	14,81	17,30	15,52	15,83	13,41	15,07	19,1	12,81	16,40	14,24	9,85	0,89	
Fe ₂ O ₃	3,50	4,51	2,22	3,53	1,25	3,00	3,58	1,2	1,84	0,67	3,66	5,54	2,93	
FeO	9,10	8,77	7,77	9,38	8,70	12,48	9,90	8,7	6,92	5,50	9,96	9,26	5,70	
MnO	0,20	0,14	0,14	0,18	0,14	0,22	0,12	0,1	0,28	0,07	0,17	0,30	0,16	
MgO	5,70	10,84	11,09	9,53	12,50	9,56	6,76	7,9	13,24	15,22	6,82	20,87	47,60	
CaO	11,20	9,85	11,24	9,12	11,38	9,11	11,34	10,7	7,65	9,77	9,55	8,37	0,72	
Na ₂ O	2,20	1,26	1,82	2,13	1,69	2,06	2,05	2,4	2,60	0,45	2,64	1,25	0,10	
K ₂ O	0,70	0,66	0,58	1,12	0,43	0,57	0,93	0,2	0,76	0,05	0,70	0,40	0,04	
Cr ₂ O ₃	—	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
P ₂ O ₅	—	0,24	—	0,20	—	0,22	0,09	0,1	0,11	0,22	0,33	—	—	
V ₂ O ₅	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	—	0,95	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cl	—	0,11	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	
П. п. п.	—	3,09	—	2,21	—	0,55	1,21	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	—	0,32	—	0,12	—	0,32	0,38	—	0,60	0,12	—	—	—	
Сумма	100	100,79	100,00	100,14	100,00	100,31	100,00	100,00	100,16	100,43	100,0	100,0	100,0	

Рис. 97. Диаграмма А. Н. Заварицкого для исходных составов некоторых дифференцированных базальтоидных интрузий в сравнении со средними составами базальтов из разных частей Земли

1 — дунит, по Дэли (1936), 2 — пикрит, по Дэли (1936), 3 — средневзвешенный состав интрузии Норильск I (табл. 31), 4 — средневзвешенный состав интрузии горы Черной (табл. 31), 5 — средневзвешенный состав интрузии горы Зуб (табл. 31), 6 — средний состав интрузии Имангда (табл. 31), 7 — средний состав интрузии Второго порога (табл. 31), 8 — средний состав исходной магмы западного комплекса Аламджахской интрузии (Масайтис, 1958), 9 — средняя магма Скаергарда (Wager a. Deeg, 1939), 10 — средняя закаленная фаза интрузии Инсизва (Scholtz, 1936), 11 — исходная норитовая магма Бушвельда (см. табл. 31 и Дю Тойт, 1957), 12 — платобазаальт, по Дэли (1936), 13 — Средне-Сибирский трапп (Лебедев, 1955). Следующие данные цитируются по Уокеру и Поддерваарту (1950): 14 — средний долерит Карру (среднее из 43 анал.), 15 — средний закаленный базальт Тасмании (среднее из 6 анал.), 16 — средний долерит Антарктики (среднее из 2 анал.), 17 — средний базальт Южной Америки (среднее за 8 анал.), 18 — средний зеленый базальт Палиседа (среднее за 4 анал.), 19 — средние толейиты Западной Австралии (среднее из 3 анал.), 20 — средний долерит Шпицбергена (среднее из 4 анал.), 21 — средний базальт Декана (среднее из 16 анал.), 22 — средняя лава с островов Св. Елены, Вознесения, Гутлы (среднее из 12 анал.), 23 — средний гавайский оливниновый базальт (среднее из 23 анал.)



сдвинуто в сторону океанитов и пикритов, по Дэли. Близко к нему располагается точка состава исходной магмы Южно-Африканской трапповой интрузии Инсизва. Векторы ее указывают на несколько большую магнезиальность феррических и меньшую известковистость силикатных минералов по сравнению с группой сибирских интрузий. Большая магнезиальность и известковистость ярко проявились у исходной норитовой магмы второй Южно-Африканской интрузии — Бушвельд (№ 11), векторы которой резко сдвинулись влево от местоположения магм Сибирских интрузий норильского типа.

Обращает на себя внимание тот факт, что рой векторов средних составов базальтовых магм всей земли примыкает (на диаграмме сверху) к местоположению векторов исходных магм сибирских дифференцированных интрузий, но не перекрывает и тем более не опускается на диаг-

рамме ниже их. Даже векторы исходных магм для Аламджахской и Скаергардской интрузий располагаются выше таковых для исходных магм Норильских интрузий. При этом обращает на себя внимание бóльшая их железистость, известковистость фемических и щелочность салических минералов. Для магмы Скаергардской интрузии отмечается гораздо большее отношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$, чем для всех остальных рассматриваемых магм.

Наиболее близко на диаграмме Заварицкого и векторам исходных магм Норильских интрузий располагаются также таковые для долеритов Шпицбергена (№ 20) и гавайских оливиновых базальтов (№ 23), наиболее удалены на диаграмме от норильских магм векторы исходных магм базальтов Тасмании (№ 15) и долеритов Антарктиды (№ 16). Для этих и всех остальных, сопоставляемых с норильскими, исходных базальтовых магм характерна бóльшая известковистость фемических, несколько бóльшая щелочность салических минералов и бóльшая общая железистость состава.

Из приведенных сопоставлений вытекает как будто бы наибольшая глубинность первичных магматических очагов, поставляющих магму для Сибирских интрузий норильского типа, с которыми может сравниться только глубинность очагов Южно-Африканских интрузий (последние же располагаются в непосредственной близости от разлома Великой дайки Родезии). Подобные аналогии заставляют еще раз подчеркнуть особую глубинность части разломов, имеющих на северо-западе Сибирской платформы и указать на их не «сдвиговый» (амплитуды перемещений относительно малы), а «расколовый» характер (без крупных вдоль них перемещений прилегающих блоков пород).

Одним из основных выводов вулканологии последнего времени является тезис о том, что «петрохимия вулканических пород отображает процессы, идущие в верхней мантии, и вулканизм может рассматриваться как индикатор этих процессов и как индикатор состава верхней мантии» (Горшков, 1964).

Если схематически принять ось *B* на диаграмме рис. 97 за отрезок радиуса Земли, то сама диаграмма может в известной мере характеризовать расположение очагов исходных магм в поперечном разрезе верхней мантии Земли. Отсюда как будто бы следует, что исходная магма интрузий норильского типа выплавлялась и доставлялась из глубинных очагов переходной по составу зоны между базальтовой и перидотитовой. Если принять точку зрения, что кислые магмы — результат плавления коры, основные — частичного плавления мантии, а ультраосновные — полного плавления мантии (Шейнманн, 1964), то и тогда относительное распределение магматических очагов по вертикали останется подобным расположению векторов на диаграмме рис. 97, отражая нарастающую с глубиной интенсивность процесса плавления исходного субстрата Земли (Виноградов, 1962).

В рамках рассматриваемого вопроса представляют интерес диаграмма, связывающая $\frac{(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\cdot 100}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}}$ и SiO_2 исходных базальтовых магм (рис. 98) и дополнительная к ней диаграмма, связывающая $\frac{(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)\cdot 100}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}}$ и *Q* (насыщенность, недосыщенность SiO_2 этих магм (рис. 99). Появляется возможность сделать некоторые предположения.

Первая из приводимых диаграмм обнаруживает распределение точек исходных магм в виде крутых и пологих полос в зависимости от железистости и содержания SiO_2 . Картина определенно напоминает таковую на соответствующей диаграмме (Золотухин, 1964), составленной для

магматических комплексов Сибирской платформы. Все исходные магмы рассматриваемых сибирских дифференцированных интрузий, а также большая часть точек исходных базальтовых магм, приводимых для сравнения, формируют крутую полосу (несколько выполаживающуюся кверху), начинающуюся от дунитов, по Дэли, и кончающуюся точками базальтов Декана, Орегона и долерита Шпицбергена (полоса I, рис. 98).

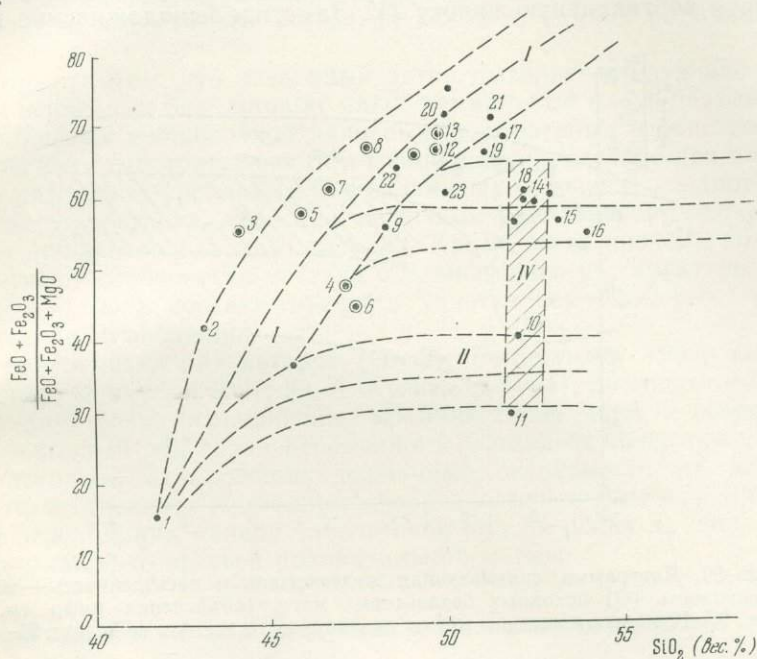


Рис. 98. Диаграмма, связывающая железистость и SiO_2 исходных базальтовых магм (объяснение цифр см. на рис. 97).

В противоположность этому точки Южно-Африканских интрузий совместно с океанитом и дунитом образуют нижнюю пологую полосу (II). Верхнюю пологую полосу точек (III), отделяющуюся от крутой (I) в месте расположения точек норильских интрузий, составляют точки гавайских оливиновых базальтов, закаленных базальтов Палисада, базальтов и долеритов Карру, базальтов Тасмании, Отаго и долеритов Антарктики.

Мы склонны объяснять полученную картину распределения точек исходных базальтовых магм в этих координатах опять-таки режимом кислорода в процессе фракционирования генетически общей для них магмы — ультраосновного состава. Большая часть рассматриваемых исходных базальтовых магм (крутая полоса точек I), по-видимому, возникает за счет фракционирования родоначальной ультраосновной магмы в условиях постоянного состава (по Осборну, 1959). Исходные магмы Инсизвы и Бушвельда, по-видимому, возникают в результате фракционирования ультраосновной магмы в условиях постоянного парциального давления кислорода (по Осборну, 1959). Наличие необычного повышенного парциального давления кислорода в таких глубинных магматических очагах, по-видимому, может быть объяснено тем, что последние локализируются в области пересечений южноафриканских разломов, создающих благоприятную обстановку для проникновения воды на глубины, значительно большие, чем обычно.

Верхняя пологая полоса (III) объединяет точки исходных базальтовых магм, возникших в результате фракционирования в условиях повы-

шенного парциального давления кислорода уже не самой ультраосновной магмы, а ее базальтоидной производной, отвечающей исходной магме норильских дифференцированных интрузий. Получается, что в эту полосу входят исходные базальтовые магмы также и базальтов Карру и лав Штормберга. Не исключено, однако, что долериты и базальты Карру и лавы Штормберга могут возникать в результате фракционирования в условиях постоянного состава исходных магм Бушвельда и Инсизвы, формируя вертикальную полосу IV. Заметное выполаживание полосы I

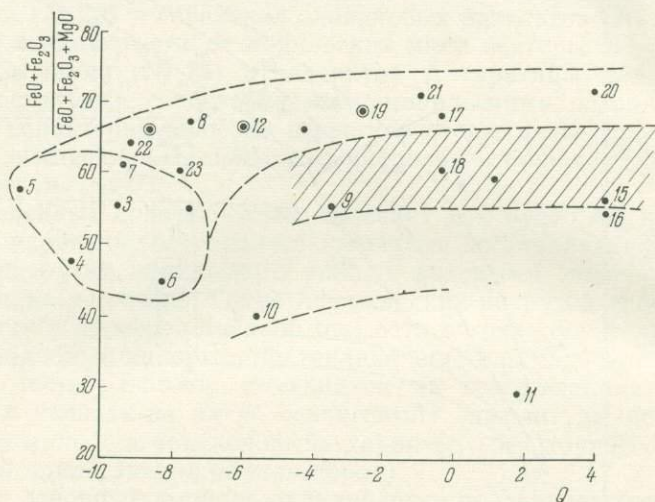


Рис. 99. Диаграмма, связывающая железистость и насыщенность — недосыщенность (Q) исходных базальтовых магм (объяснения цифр см. на рис. 97. Нумерация состава магмы на рисунке та же, что и на рис. 93—94)

в ее верхней части, по-видимому, знаменует увеличивающееся парциальное давление кислорода при фракционировании этих магм (установление некоторого «промежуточного» режима кислорода по Осборну, 1959).

Диаграмма, связывающая железистость (коэффициент фракционирования) исходных базальтовых магм и насыщенность их SiO_2 (рис. 99), иллюстрирует четкую тенденцию к увеличению насыщенности магм SiO_2 с увеличением их железистости для части рассматриваемых исходных базальтовых магм. Образуется пологая полоса точек исходных магм, смыкающаяся с таковыми для дифференцированных интрузий северо-запада Сибирской платформы.

В то же время для второй части рассматриваемых базальтовых магм (заштрихованная полоса) фиксируется и другая тенденция — наращивание насыщенности SiO_2 без значительного увеличения коэффициента фракционирования. Таким образом, эта диаграмма фиксирует также два типа дифференцирующихся базальтовых магм, что, как мы отмечали, по-видимому, обусловлено режимом кислорода при их фракционировании.

Нужно заметить, что отклонение точек исходных магм Бушвельда и, в меньшей мере, базальтов Тасмании, Антарктики и некоторых других от общей тенденции в пределах соответствующих полос, очевидно, нельзя объяснить только режимом кислорода при фракционировании и следует допустить заметную ассимиляцию более кислых вмещающих пород по пути подъема или на месте внедрения соответствующих интрузий¹.

¹ При одинаковом режиме кислорода, почти равном общем содержании SiO_2 в магме Инсизвы и норитовой магме Бушвельда первая недосыщена ($Q = -5,6$), а вторая насыщена SiO_2 ($Q = +1,8$).

В этом отношении трудно согласиться с В. Л. Масайтисом (1964), вообще отрицающим ассимиляцию родоначальными магмами вмещающих пород.

В то же время можно согласиться с утверждением В. Л. Масайтиса (1964) о множественности типов родоначальных магм, связанных с выплавлением их «из соответствующего субстрата» и на более высоких горизонтах дифференцирующихся с образованием различных пород, о невозможности вывести все магмы из какой-то единой родоначальной магмы.

Попутно отметим, что названный автор выделяет следующие основные типы первичных базальтовых магм: нормальный плато-базальтовый, магнезиальный и субщелочной калиевый, для которых можно говорить о генетической самостоятельности и возникновении их либо при расплавлении на различных уровнях (или в различных условиях) неоднородного базальтового субстрата, либо при частичном расплавлении перидотитового слоя при различных температурах. Кроме всего прочего, подобные магмы «имеют особенности состава в зависимости от структуры и геологической истории соответствующего участка земной коры»¹ и свои пути дальнейшей эволюции.

Как уже отмечал ряд авторов (Green, Poldervaart, 1955; Лебедев, 1958; Тернер, Ферхуген, 1961; Ю. А. Кузнецов, 1964), по-видимому, не существует двух резко ограниченных крайних типов магм, а скорее имеется непрерывный ряд серий переменного состава от толеитовых к оливин-базальтовым, отражающих первичные особенности их химизма. Высказаны сомнения в возможности образования толеитовой магмы за счет дифференциации оливин-базальтовой или их обеих за счет дифференциации какой-то третьей родоначальной магмы.

ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА ВНЕДРЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ

Необходимо сделать некоторые дополнительные замечания, относящиеся к возникновению у интрузий формы хонолита и «проблемы пространства» для внедряющихся магматических масс. Конечно, они имеют в значительной степени предположительный характер, хотя и кажутся весьма вероятными. В качестве примера удобнее всего взять интрузию Норильск I, детально описанную ранее (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Золотухин, 1964).

Не вызывает никаких сомнений огромная механическая активность внедряющейся магмы. Большие гидростатические давления, которыми обладала внедряющаяся магма, по-видимому, объясняются огромными радиальными и тангенциальными давлениями при платформенном складкообразовании, сингенетично с которым проходило становление интрузии Норильск I и др.

Как уже отмечалось ранее (Касаткин, 1958), поступающая по вертикальному, по-видимому, долгоживущему разлому магма не смогла пробить мощный эффузивный покров и, внедряясь вдоль покрывки эффузивов, дала пологое пластообразное тело интрузии Норильск I. Учитывая тот факт, что в настоящее время через зону сочленения вертикального и пологого участков интрузии проходит ответвление постинтрузивного Большого сброса Медвежьего ручья (Касаткин, 1958), мы полагаем, что таковое могло явиться результатом развития флексуры, связанной с началом образования камеры интрузии, как это явствует из рис. 100, I, VIII. Механическое давление магмы, по-видимому, изогнуло и подняло толщу лавовой покрывки и привело к заполнению образовав-

¹ С этим связана возможность выделения магматических трапповых субпровинций на Сибирской платформе. Исследованные нами объекты попадают в Приенисейскую субпровинцию В. Л. Масайтиса (1964).

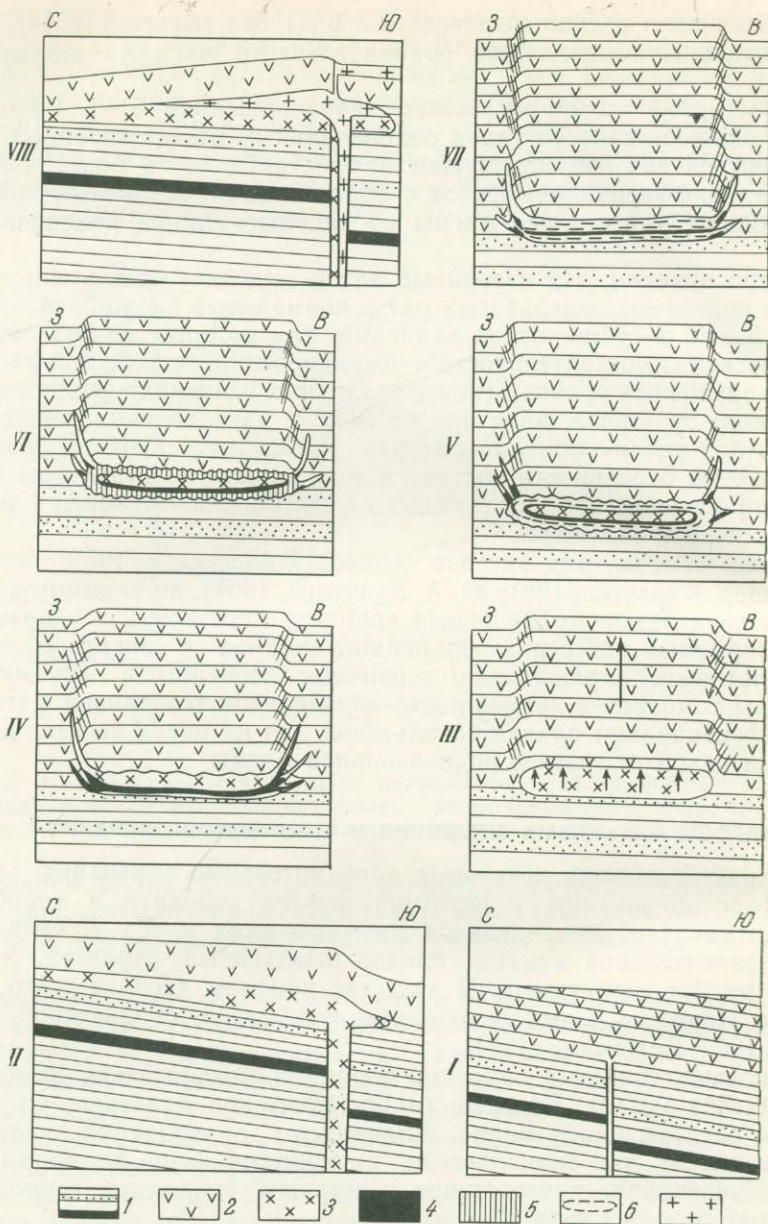


Рис. 100. Схема последовательности формирования интрузии Норильск I (по этапам). (Объяснение в тексте.)

шегося щелевидного пространства магмой. Значительное гидростатическое давление сохраняется в «языке» магмы и на удалении от вертикального подводящего канала, чему обязано выдавливание вверх блока пород покровышки с образованием структуры, в сечении имеющей вид пологой сундушной складки (см. рис. 100, III).

В краевых флексуроподобных перегибах возникают системы оперяющихся трещин (см. рис. 100, III). При пульсационных толчках внедряющейся магмы эти диагональные трещины скалываются открываются и в наиболее крупные из них под давлением инжецирует магма¹. Так обра-

¹ Краевых ответвлений может быть несколько с различными углами наклона, как это и действительно наблюдается в хонолитах Норильского района.

зуются крутые секущие края хонолитов, представляющие оперяющие дайки, связанные с образованием флексур (Полканов, 1955) во вмещающих породах под гидростатическим напором магмы. Отсадка оливина в значительной степени уже успевает пройти до открытия этих трещин. Кашеобразная масса кристаллов оливина вместе с жидкой магмой «вдавливается» в открывшиеся полости с образованием пикритового горизонта краевых даек, а в наиболее крутой их части сливается с другими дифференциатами в недифференцированный оливиновый габбро-долерит (см. рис. 100, IV).

Дальнейшие этапы эволюции участка интрузии изображены на схеме (см. рис. 100, V—VII) и описывались нами ранее (Золотухин, 1963, 1964). В появлении вторичной «такситовой» магмы и подержании ее в жидком виде длительное время (непропорционально большое относительно малой мощности такситовых горизонтов) немаловажную роль, по-видимому, играет дополнительный теплоперенос более горячими струями летучих компонентов, проникающими из хвостовой части магматической колонны. В общем тепловом балансе — это заметное количество тепла, если учесть теплосодержание водяного пара и общее количество воды в магме (из расчета 1% растворенной воды в магме это составляет около 80 млн. т, приходящихся на тело интрузии и выделяющихся в основном в конце магматического процесса).

Движение твердого расслоенного тела интрузии продолжается до полной кристаллизации вторичной магмы (как указывалось выше, это продолжительный процесс), после чего возникают плоскости срыва на контактах дифференциатов с резко различными механическими свойствами (см. рис. 100, VII).

Необходимо несколько детализировать высказанные ранее представления о движении интрузии в твердом виде (Золотухин, 1964).

Судя по раздвоенности начальной части интрузии Норильск I на современном эрозионном срезе, мы можем полагать, что внедрение интрузии практически почти на всю ее длину происходило в жидком состоянии, и лишь после этого возникает относительно мощная клиновидная твердая пробка в голове интрузии в результате направленной кристаллизации от головы к ее хвостовой части. Появление ее приостанавливает дальнейшее быстрое внедрение, способствует увеличению гидростатического давления в магме, что приводит к срыву пробки в контактах¹, быстрому возникновению «вторичной» магмы вдоль плоскостей скола и благодаря ударному импульсу со стороны магмы на клин — к ограниченному продвижению клина вперед.

При быстрой потере летучих компонентов в прилегающем сзади существенно закристаллизовавшемся блоке пород отвердевание ускоряется, блок приваривается к контактам, затем следует срыв, возникновение вдоль расколов вторичной магмы, удлиняющей «вторичный магматический» пласт, ограниченное ползущее движение всей твердой части интрузии в контактовой смазке вторичной магмы и т. д. (все повторяется столько раз, сколько блоков будет сорвано на протяжении всего магматического тела).

Подчеркнем, что с момента появления твердой пробки устанавливается гораздо более медленный режим движения (скорости) внедрения, чем до этого — при внедрении только жидкой магмы. Для него будет характерным чередование продолжительных остановок (во время которых в частях интрузии с начавшейся кристаллизацией происходит рост корки контактовых габбро-долеритов и гравитация выделившихся минералов, а в магме нарастают значения гидростатического давления) и

¹ Как показано Ю. Р. Васильевым (1965) для интрузии Норильск II, плоскости скола могут располагаться не только вдоль контактов, но и сечь саму «пробку» в разных направлениях.

относительно быстрых, но кратковременных движений — следствия разрядки повышенных давлений магмы путем передачи удара на твердый клин и его некоторого (в общем незначительного по расстоянию) скользя вперед в «смазке» вторичной магмы.

Следует также заметить, что внедрение интрузии по сравнению со всем временем ее становления (кристаллизации и остывания) составляет небольшую часть. Расчеты, проведенные В. Н. Шараповым (Золотухин, Шарапов, 1967) по формуле Лейбензона, показали, что время, необходимое для полного становления и кристаллизации интрузии Норильск I составляет 400—500 лет. По системе более сложных уравнений с учетом наших оценок геологических параметров время заполнения камеры интрузии оценено в 10—11 лет. Попутно заметим, что значения гидростатического давления магмы на протяжении 50 км языка интрузии оцениваются интервалом 700—4000 кг/см². Таким образом, можно считать, что до конца внедрения раскаленная, но уже отвердевшая часть интрузии (во всяком случае, во внутренней части внедряющегося тела) является пластичной подобно глине и под гидростатическим напором хвостовой части «прожимается» на какое-то ограниченное расстояние через канал интрузии даже с меняющейся формой поперечного сечения.

Полное отвердевание интрузии по всей (или почти по всей) длине приводит к повышению давления магмы в вертикальном подводящем канале и дальнейшему интенсивному выгибанию кровли эффузивных пород, что может привести к началу формирования в корневых частях второй фазы интрузии, а впоследствии — к разрыву флексуры на пережатом крыле и к излиянию по разлому магмы с образованием толщи лав (см. рис. 100, VIII). При этом изливающиеся лавы, по-видимому, будут составлять дифференцированную толщу с антидромным порядком дифференциации, так как в первую очередь можно ожидать излияния относительно дифференцировавшейся магмы «языка» начинающейся второй фазы (а возможно, и еще жидкой корневой части первой фазы). Закончится же извержение, очевидно, недифференцированной магмой, поступающей из вертикального подводящего канала.

Таким образом, хвостовая, еще не застывшая часть интрузии здесь превращается в промежуточный магматический очаг, питающий наиболее молодые лавы эффузивной толщи. Отсюда, по-видимому, следует сделать вывод о том, что присутствие в районе толщи дифференцированных лав не обязательно указывает на исчезновение дифференцированной интрузии, служащей для них промежуточным очагом. Достаточно характерен, по-видимому, и вариант развития очага, разобранный выше. Появление в разрезе пород того или иного участка толщи дифференцированных лав служит важнейшим поисковым признаком на возможное близкое присутствие несколько более ранней, чем лавы дифференцированной интрузии.

Следует учитывать, однако, тот факт, что корневые части интрузии, по-видимому, в значительно большей мере будут состоять из пикритовых и троктолитовых пород (вплоть до их преобладания в разрезе). Это логически вытекает из механизма накопления кристаллов оливина из все новых и новых порций внедряющегося расплава и отставания кашеобразной массы кристаллов в своем движении от существенно жидкой части магмы, их генерирующей. Подобный ход мысли находит известное подтверждение в материалах буровых работ. Выяснилось, что в крайней южной разведанной части интрузии Норильск I средняя мощность горизонта пикритовых габбро-долеритов увеличивается более 2 раз по сравнению с таковыми для северной части, правда, параллельно возрастает и общая мощность интрузии, но не столь значительно.

С другой стороны, из предложенной схемы образования такситовых габбро-долеритов следует, что они не будут образовываться, как только

движение (включая последнюю стадию — в виде твердых остывших пород) головной части интрузии совершенно прекратится. Если к этому времени какая-то часть хвостовой колонны еще находится в жидком виде, вряд ли можно ожидать в разрезе этой части интрузии горизонты такситовых габбро-долеритов. Мы полагаем, что в корневой части интрузии Норильск I и других пологих интрузий этого типа такситовые габбро-долериты будут, по-видимому, отсутствовать и разрез интрузии будет представлять аналог разреза Нижне-Фокинской интрузии, где преобладающая часть разреза сложена пикритовыми и троктолитовыми габбро-долеритами, отсутствуют такситовые габбро-долериты и полностью отсутствует сульфидное оруденение. В последнем примере мы имеем, очевидно, разрез корневой части интрузии, но это отнюдь не значит, что такситовых габбро-долеритов и сульфидного оруденения не было в головной части интрузии.

Предполагаемый механизм внедрения головной части интрузии в существенно твердом виде с приконтактной магматической «смазкой» находит подтверждение в аналогии с поднимающимися куполами, обелисками, иглами и «питонами»¹, ныне активных вулканических областей, вязкая лава которых «застывает сразу после экструзии или даже перед самой экструзией» (Perret, 1950). Вот как описывает Перрет (Perret, 1950) наблюдение поднятия одного из обелисков на склоне растущего купола Пеле: «С бесконечной медленностью поверхностный материал был приподнят точь-в-точь так же, как при росте гриба, и затем появился на поверхности обнаженный пик породы. Вокруг него, как бы для того, чтобы облегчить ему проход, вязкая беловатая лава выступила наружу и затвердела как бы в виде ошейника вокруг поднимающейся шеи. Подъем этот происходил со скоростью около 1 м/час. Наблюдаемый обелиск поднялся на высоту, определенно превосходящую его диаметр, и имел остро пирамидальную форму и твердую поверхность при выходе». Крупные обелиски будучи «полным, хотя и узким конусом, могут иметь центральное ядро, еще жидкое или тестообразное, содержащееся внутри остывшей оболочки». Выжимание раскаленных экструзивных куполов в существенно твердом состоянии, сопровождаемое осыпями глыб при выходе на поверхность, описывалось также многими исследователями вулканов Камчатки.

Переходя к объяснению избирательной приуроченности проявления такситовых габбро-долеритов к интрузиям норильского типа, следует сказать, что, по нашему мнению, это связано с величиной гидростатического давления внедряющейся магмы и скоростью заполнения камеры интрузии. Величина гидростатического давления магмы помимо всего прочего будет зависеть от ее жидкостности, которая определяется магнетиальностью состава и ее перегревом. В условиях относительно продолжительного сохранения подвижности, т. е. малой вязкости жидкости, можно ожидать увеличения значений гидростатического давления во внедряющемся магматическом «языке» в процессе внедрения. Это приводит к неоднократным срывам в контактах закристаллизовавшихся, но еще раскаленных блоков породы в головной части интрузирующей массы. В этом случае имеет место движение в твердом виде головной части интрузии со всеми вытекающими последствиями, изложенными выше.

Одно из важнейших последствий — возникновение локального вторичного переплавления пород интрузии, образование основных пегматитов (такситовых пород) и на ранней метасоматической стадии их жизни — формирование магнетитовой и сульфидной минерализации, из которых для интрузий Норильского района преобладает сульфидная.

¹ Представляют, по Перрету (1950), вертикальные лавовые потоки, вязкие и поднимающиеся в противовес силе тяжести.

**ГРАНИТОПОДОБНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ,
АССОЦИИРУЮЩИЕ С СУЛЬФИДНЫМИ ЖИЛАМИ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСК I**

Перед тем как перейти к основным выводам работы, остановимся на некоторых частных, но важных вопросах, которые не нашли еще отражения в предыдущих наших публикациях. Мы имеем в виду находки гранитоподобных метасоматитов в связи с проявлением сульфидных жил в дифференцированных интрузиях Норильского района. Наиболее хорошо они наблюдались в открытых и подземных выработках месторождения Норильск I.

Они представляют собой розовые полевошпатовые средне- до крупнозернистых породы с непостоянным составом, иногда с крупными вытянутыми кристаллами (до 2—3 см в длину) клинопироксена (чаще уже частично замещенными зеленой роговой обманкой). Породы слагают неправильной формы метасоматические линзы и жилы среди лабрадорского порфирита, в ближнем нижнем экзоконтакте интрузии Норильск I, редко среди титан-авгитового диабаза и в контакте габбро-долеритов с песчаниками. По данным М. Н. Годлевского, для рудника «Медвежий ручей» длина линз не более 6 м, мощность 0,8 м. Годлевский (1949) отмечал для рудника «Медвежий ручей», что «анортоклазовые породы (как он их именует. — В. З.) очень часто не только пространственно, но и генетически связаны с сульфидными жилами ...образуют ксенолиты в руде или жилки, сопровождаемые сульфидными прожилками, или же являются продолжением сульфидных жилок по простиранию ...в других случаях образуют линзы в контакте с рудой или целиком среди безрудных пород».

Контакты жилок разнообразны. Имеются резкие, но наблюдается также и постепенное проникновение (замещение) во вмещающие породы. М. Н. Годлевский тогда же указывал, что данные породы, имеющие характер «анортоклазового гранофира», не являются магматическими, а являются метаморфическими и образовались «вследствие действия летучих на лабрадорский порфирит или расплавления его рудной магмой», т. е. в конечном счете связаны с воздействием продуктов магмы интрузии габбро-долеритов. М. Н. Годлевский считает, что на это указывает близость «гранофировых жил к контакту между габбро-диабазом и лабрадорским порфиритом и приуроченность многих гранофировых жил к рудным трещинам».

Подобные же метасоматиты наблюдались и около западной ветви интрузии Норильск I (рудник «Заполярный», южный контур выклинивания). При этом в лабрадорских порфиритах ближнего экзоконтакта отмечена следующая картина (рис. 101): разветвленные жилы халькопирит-пирротинового состава с петельчатым расположением халькопирита постепенно переходят в жилы пентландит-халькопиритового состава (отмечен также кубанит) и резко сменяются по простиранию «анортоклазовыми гранофирами». При этом в последних часто остаются реликтовые, неполностью замещенные участки лабрадорского порфирита (рис. 102), образующие в «гранофире» включения типа псевдоксенолитов (размер их от миллиметров до нескольких сантиметров). Мощность жилок колеблется в пределах от 2 до 50 см.

Под микроскопом можно видеть, что порода сложена калишпатом, кварцем, микропегматитом, бесцветным и зеленоватым клинопироксенами, частично или редко почти полностью замещающимися зеленой роговой обманкой. Более ограниченным развитием пользуются магнетит (титаномagnetит), сульфиды, сфен, апатит.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая.

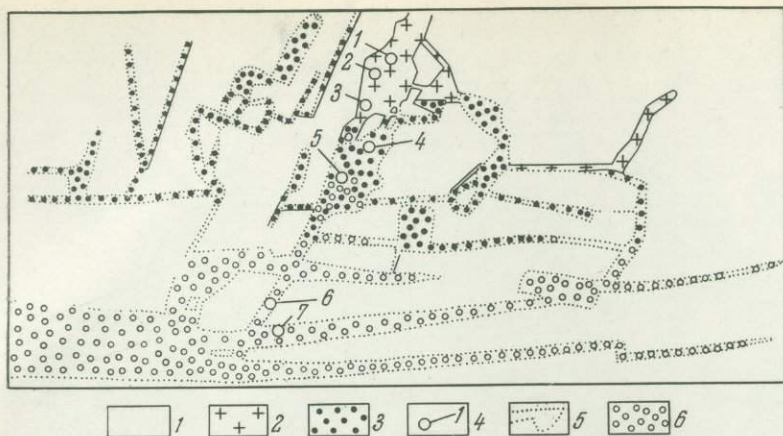


Рис. 101. Соотношение сульфидных жил и гранитоподобных метасоматитов в поле рудника «Заполярный» (южный контур выклинивания). Зарисовка и отбор образцов произведены А. Г. Смекалинным

1 — лабрадоровый порфирит, 2 — гранитоподобные метасоматиты, 3 — сульфидные жилы (пентландит-халькопиритовые с кубанитом), 4 — места взятия образцов, 5 — ограничение сульфидных жил с отточкой магнетита, 6 — сульфидные жилы халькопирит-пирротинного состава с петельчатым расположением халькопирита

Калишпат представлен квадратными и прямоугольными сечениями размером 0,4—1,5 мм и составляет обыкновенно значительную часть породы. Зерна калишпата часто имеют простые двойники по (010) и (001). Угол $2V = (-) 74-75^\circ$, отмечены также значения $(-)$ 88 и 86° . Показатели преломления, измеренные в иммерсии ($\pm 0,002$) с проверкой жидкостей на рефрактометре, следующие: $N_g = 1,580$; $N_p = 1,522$. Судя по величине показателей преломления, в составе калишпата содержится 40—45% альбитового компонента и он является еще натровым ортоклазом, хотя близок уже и к анортоклазу (Трёгер, 1958).

В краевых частях сечений калишпата обыкновенно присутствуют каймы микропегматита (кварц-калишпатовых графических сростаний). Иногда они очень узкие, иногда в значительной степени уже замещают основное зерно калишпата, т. е. количество микропегматита непостоянно (рис. 103). Микропегматитовая оторочка может облекать несколько зерен калишпата и в таком случае наблюдается одновременное погасание графического кварца и в разноориентированных блоках калишпата. Выделения кварца присутствуют иногда и в виде отдельных изометричных зерен.

Клинопироксен представлен идиоморфными, вытянутыми разрезами размером от 0,2—0,4 мм до $2 \times 0,3$ см (см. рис. 103). Наиболее часто проявляется размер $0,3 \times 1$ мм. Клинопироксен имеет несколько разновидностей: 1) бесцветный (иногда это центральные части зональных кристаллов с зеленой краевой каймой); 2) светло-зеленый; 3) интенсивно-зеленый с четким плеохроизмом (по N_p — травяно-зеленый; по N_g — зеленовато-желтый; схема абсорбции: $N_p > N_g$). Для бесцветной разновидности установлен следующий интервал значений: $cN_g = 43,5-45^\circ$; $2V = (+) 50-54^\circ$. Во вскрытом шлифе 9в измерено $N_g = 1,734 \pm 0,002$; $N_p = 1,708 \pm 0,002$. Согласно Винчеллу (1949), в нем содержится около 42, а по Хессу (Hess, 1949) до 58 мол. % геденбергитового компонента. Для окрашенных разновидностей установлен иной интервал значений, а именно: $cN_g = 47-48^\circ$; $2V = (+) 69-62-58^\circ$. В шлифе измерено ($\pm 0,002$) $N_g = 1,716$; $N_p = 1,694$; в других случаях было отмечено $N_g = 1,703$; $N_p = 1,681$. Согласно Винчеллу (1949), в них содержится не менее 48—44,



Рис. 102. Контакт гранитоподобного метасоматита с «ксенолитом» лабрадорового порфирита. Увел. 50, николи +, шл. 2а/63

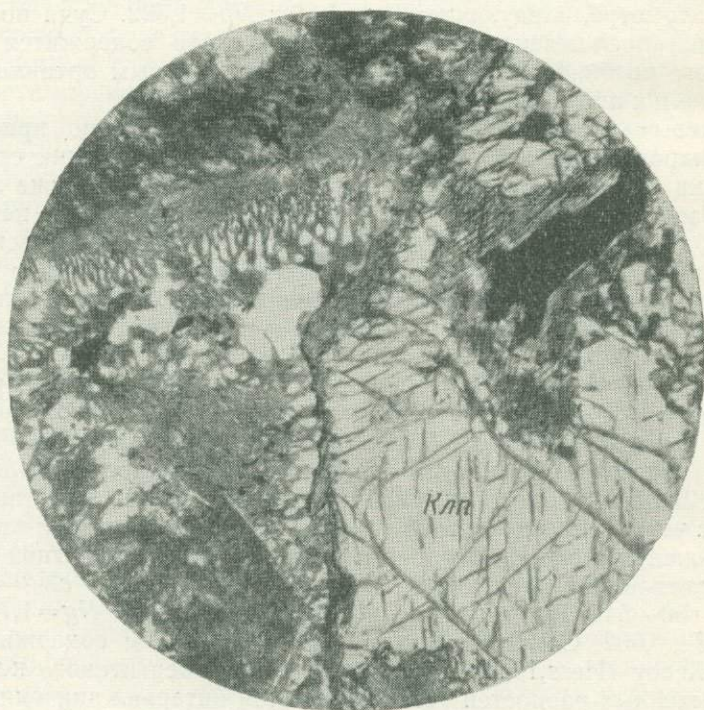


Рис. 103. Каймы микропегматита вокруг зерен калишпата (серое) в гранитоподобных метасоматитах на продолжении сульфидных жил. Хорошо заметна также кайма роговой обманки в контакте кристалла клинопироксена (Клп) с микропегматитом. Черное — сульфиды. Увел. 50, николи ||, шл. 2в/63

а согласно Хессу (Hess, 1949), до 42 мол. % геденбергитового компонента. Максимальная железистость 70 мол. % (при $2V = (+)69^\circ$ и $cNg = 48^\circ$) определена по диаграмме Свешниковой и Шабынина (1961) для зеленых ферриавгитов, каковыми, очевидно, являются и наши окрашенные разности клинопироксена. 66 мол. % составляет общая железистость, вычисленная для частично амфиболизированного клинопироксена из химического анализа породы (табл. 32, по данным ЦХЛ ИГиГ СО АН СССР).

Обыкновенная роговая обманка проявляется довольно часто в виде периферических каем замещения (см. рис. 103) по кристаллам бесцветной разности клинопироксена (развитие ее по зеленой разности не было отмечено, хотя такой вариант также не исключен). Роговая обманка плеохроирует: по Ng — буровато-зеленый, до бурого, по Np — желтовато-зеленый. Схема абсорбции $Ng > Np$. Удлинение +, угол cNg достигает $16-17^\circ$. Во вскрытом шлифе измерено ($\pm 0,002$): $Ng = 1,694$; $Np = 1,678$. Согласно диаграмме В. С. Соболева (1950), общая железистость ее может составлять 40—60 мол. %. Иногда развитие роговой обманки по клинопироксену исключительно интенсивно и тогда она целиком или почти целиком его замещает. Этот случай, очевидно, хорошо проявился для гранитоподобных метасоматитов «Медвежьего ручья», судя по тому, что химический их анализ (материал Годлевского, 1959) при расчете «остатка» не рассчитался на формулу клинопироксена, но хорошо рассчитался на формулу роговой обманки (табл. 32). Отсюда можно видеть, что представлена она обыкновенной роговой обманкой с общей железистостью 68 ат. %, т. е. такой же, как максимальная железистость зеленого клинопироксена.

Апатит отмечен в виде длинных узких игл с размером в среднем ($0,2-0,4$ мм) $\times 0,01$ мм среди калишпата.

Магнетит — ильменит в составе выделений неправильной формы очень напоминает в прозрачных шлифах выделения сульфидов. Часть ильменита, по-видимому, была разложена с образованием одиночных, довольно крупных зерен сфена (до $0,1-0,2$ мм в диаметре), но это количество в расчетах в табл. 32 мы не отразили.

Сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит) присутствуют в виде вкрапленников неправильной формы и целых «дендритов», причем часто целиком окружают как кристаллы калишпата, так и темноцветных минералов. Хорошо заметно проникновение сульфидов по трещинам в калишпат, а также частичное замещение выделений магнетита сульфидами. Из расчетной табл. 32 также можно видеть, что с возрастанием содержания сульфидов в породе падает содержание магнетита.

Как можно видеть из табл. 32, соотношения рассчитанных содержания ортоклазового и альбитового компонентов не превышают 40 : 60, что не увязывается с оптическими данными и заставляет считать часть альбитового компонента присутствующим в породе в виде свободного альбита, что подтверждается присутствием кое-где периферических каем альбита, примыкающих к микропегматиту.

Как указывалось выше, имеется большое количество эллипсоидных включений лабрадорного порфирита в гранитовидные породы. Под микроскопом видно, что следы какого-либо ороговикования лабрадорного порфирита в краевых частях «ксенолитов» отсутствуют (рис. 102). Структура породы и величина кристаллов здесь как обычно в лабрадорном порфирите (см. главу II), но плагиоклаз калишпатизирован, а клинопироксен зеленый либо целиком, либо только во внешней зоне. Эти участки, видимо, представляют реликты исходной для замещения породы, в данном случае лабрадорного порфирита. В табл. 33 представлены результаты расчета привнос — выноса вещества при таком замещении. Оказывается, что наименее подвижны при этом: Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , SiO_2 .

Результаты химических анализов «гранитоподобных метасоматитов» и пересчет на минералогический состав

Окисел	Весовые %		Минерал	Содержание, вес. %	
	Рудник «Медвежий ручей» (по Годлевскому)	Рудник «Заполярный» (ЦХЛ ИГиГ АН СССР)		Рудник «Медвежий ручей» (по Годлевскому)	Рудник «Заполярный» (ЦХЛ ИГиГ СО АН СССР)
SiO ₂	64,49	59,67	Полевой шпат		
TiO ₂	0,78	1,38	ортоклаз	17,8	21,8
Al ₂ O ₃	14,46	14,17	альбит	27,5	39,5
Fe ₂ O ₃	2,18	4,48	Пирротин	0,3	1,5
FeO	6,49	5,12	Магнетит	1,8	0,3
CaO	1,64	2,78	Ильменит	1,3	2,4
MgO	1,31	1,83	Амфибол	18,8*	—
Na ₂ O	3,34	4,52	Каолинит	7,0	—
K ₂ O	3,31	3,79	Кварц	25,5	11,4
П. п. п.	1,75	0,77	Клинопироксен	—	22,8**
H ₂ O ⁻	0,24	0,24	Апатит	—	0,5
S	0,06	0,37			
V ₂ O ₅	—	0,011	Сумма	100,0	100,0
Cr ₂ O ₃	—	0,018			
P ₂ O ₅	—	0,35			
MnO	—	0,13			
Сумма	100,25	99,63			

* Расчет остатка на 24 атома кислорода дает: Ca_{1,5}(Mg_{1,6}Fe_{3,2})_{4,8}Al_{1,1}(OH)₂[Al₂Si₆O₂₂]; f=68 ат. %.

** Частично амфиболлизированный клинопироксен. Общая железистость $\frac{(2Fe_2O_3+FeO) \cdot 100}{2Fe_2O_3+FeO+MgO}$ равна 66 мол. %.

Таблица 33

Привнос (+) вынос (-) вещества при замещении лабрадоритового порфирита гранитоподобным метасоматитом

Окисел	Вес. % в пересчете на 100		Содержание (в г) на 100 см ²		Привнос—вынос	
	Лабрадоритовый порфирит (обр. 566)	Анортоклазовый гранофир (обр. 13л)	Обр. 566	Обр. 13л	Разница	
					в г на 100 см ²	в % к общей массе окислов
SiO ₂	47,92	60,18	138,97	160,68	+21,71	+15,6
TiO ₂	1,39	1,39	4,03	3,71	-0,32	-8,0
Al ₂ O ₃	15,28	14,25	44,31	38,04	-6,27	-14,1
Fe ₂ O ₃	4,31	4,51	12,50	12,04	-0,46	-3,7
FeO	8,52	5,16	24,71	13,77	-10,94	-44,3
CaO	8,10	2,80	23,49	7,47	-16,02	-68,2
MgO	6,34	1,84	18,38	4,91	-13,47	-73,4
K ₂ O	1,07	3,82	3,10	10,19	+7,09	+228,7
Na ₂ O	3,50	4,56	10,15	12,17	+2,02	+19,9
MnO	0,16	0,13	0,46	0,34	-0,12	-26,1
P ₂ O ₅	0,36	0,35	1,04	0,93	-0,11	-10,5
H ₂ O ⁻	0,47	0,24	1,36	0,64	-0,72	-53,0
П. п. п.	2,58	0,77	7,48	2,05	-5,43	-72,6
Сумма	100,00	100,00	289,98	266,97	-23,01	-8,0
d ₀	2,90	2,67				
Fe ₂ O ₃ +FeO			37,21	25,81	-11,46	-30,8

MnO, P₂O₅, Σ Fe; наиболее подвижны: K₂O, MgO, CaO, П. п. п., причем привносятся только SiO₂, K₂O и Na₂O, остальные — выносятся. Общий итоговый вынос достигает 8% первоначальной массы породы. В процессе замещения, по-видимому, на последнем этапе происходит укрупнение (перекристаллизация) зерна и появление микропегматита.

С другой стороны, следует учесть, что кое-где (шл. Зг/л-23) среди гранитовидной породы имеются реликты деанортизированного плагиоклаза (средний размер 0,5×0,8 мм) совместно с бесцветным клинопироксеном и сульфидами. Последние замещают по трещинкам плагиоклаз. Много выделений (неправильной формы) магнетита. Кристаллы плагиоклаза зональны. Причем центральные части имеют узкие полисинтетические двойники и состав № 30—32, широкие краевые части лишены двойников и имеют состав № 25—16. Клинопироксен — бесцветен, его $2V = (+) 49^\circ$, $cNg = 43^\circ$, т. е. ничем не отличается от бесцветного клинопироксена самой гранитовидной породы. Это может свидетельствовать о присутствии более крупнозернистых пегматоидных прожилков в лабрадоровых порфиритах, образующих разветвленную сеть, вдоль которой в основном и развивается замещение гранитовидными метасоматитами, а затем и сульфидами.

Описанная метасоматическая ассоциация минералов без участия роговой обманки (КлП — Орт — Пирр, Орт — Пирр — Пл) интересна тем, что она образуется при максимально возможных потенциалах S и малых μO₂ (см. рис. 104, III), малых и умеренных μH₂O (соответственно при наиболее высокой и средней температуре, см. рис. 46, поле VII, Золотухин, 1964) и наиболее низких μ CaO и MgO (см. рис. 49, поле XXII, Золотухин, 1964). Описанная выше метасоматическая ассоциация с участием роговой обманки (Орт — P. O. — Пирр, P. O. — Пирр — Пл, P. O. — Орт — Пл) проявляется либо при некотором снижении μS (см. рис. 47, поле V, Золотухин, 1964), либо повышении μH₂O (соответственно снижению температуры, см. рис. 46, поле V, Золотухин, 1964). На этой диаграмме видно, что при дальнейшем повышении μH₂O (снижении температуры) или понижении μS в ассоциацию рассмотренных минералов может добавиться биотит. Мы не наблюдали биотита в описанных выше метасоматитах, что указывает на сохранение высоких μS и относительно малых μH₂O (относительно высокие и умеренные температурные условия).

Попутно заметим, что диаграмма μS—μO₂ (рис. 104) является исправленным вариантом диаграммы μS—μO₂, приводимой нами ранее (Золотухин, 1964_{1,3}), для реакционных минералов в рудах месторождения Норильск I. На построении последней, к сожалению, отразилась систематическая ошибка, вкравшаяся в расписанные уравнения реакции (Золотухин, 1964), в части, касающейся баланса кислорода. Благодаря исправлению этой погрешности диаграмма несколько видоизменилась по сравнению с прежней формой, но не очень существенно ввиду систематичности проявившейся погрешности в раннем варианте. Комментарии к первому варианту диаграммы, содержащиеся в указанных выше работах, почти все остались в силе, тем не менее ниже кратко повторим несколько исправленное ее описание.

Диаграмма μS—μO₂ (рис. 104) разбивается на пять полей устойчивости пяти из восьми участвующих в реакциях минералов. Наибольшие μO₂ характерны для полей устойчивости граната и магнетита. Исчезновение граната и появление биотита и роговой обманки происходит при понижении μO₂. При наибольших μO₂ гранат устойчив с ортоклазом, при наименьших — с ортоклазом устойчив биотит. С повышением μS происходит последовательное исчезновение (см. рис. 104, линия I—I) магнетита, биотита, роговой обманки, граната. С пирротинном остаются устойчивыми плагиоклаз (№ 40) и клинопироксен. При дальнейшем повышении

μS можно попасть в область устойчивости ортоклаза с пирротином и плагиоклазом (№ 40). Исключительно распространенный парагенезис *КлП — Пл₄₀* лишь при самых высоких μO_2 , μS и μH_2O сменяется соответственно парагенезисами *Гр — Орт*, *Пирр — Орт* и *Би — Орт*. Примерами минеральных образований, возникших в результате этих крайних отклонений, могут служить соответственно ортоклазсодержащие скарны рудника «Южный», ортоклаз-сульфидные (или ортоклаз-клинопироксен-сульфидные) жилы на продолжении чисто сульфидных жил на участке рудника «Заполярный» и, наконец, раннеметасоматические новообразования *Би* и *Орт* в кислых гибридных трапповых породах вплоть до гранофилов (Золотухин и Олейников, 1963).

Если процесс идет только при нарастании μS при каком-то устойчивом («постоянном») μO_2 , то при пересечении кривой равновесия *Пирр — Мг* попадаем в поле, где все ассоциации реакционных минералов первоначально сохраняются и только магнетит замещается пирротином (пунктир 1—1; см. рис. 104). Если процесс идет при спаде μO_2 в условиях постоянных, но достаточно низких μS , появляются парагенезисы *Мг—Гр* и *Гр — Орт*, которые затем будут сменяться парагенезисами *Гр — Р. О.*, *Гр — Би*, затем безгранатовыми парагенезисами с участием *Би* и *Р. О.* и, наконец, *Би — Мг* и *Би — Орт*. При дальнейшем снижении μO_2 *Мг* замещается *Пирр* (пунктир 2—2, рис. 104). При более высоких устойчивых μS кристаллизация начинается с магнетита в области устойчивости граната (ассоциация *Гр — Мг*, *Гр — Орт*). При дальнейшем понижении μO_2 магнетит замещается пирротином еще в поле устойчивости граната (пунктир 3—3; см. рис. 104). При более высоких устойчивых μS в условиях падения μO_2 магнетит не появляется, а с нерудными минералами сразу выделяется пирротин (пунктир 4—4; см. рис. 104).

Магнетит совместно с пирротином устойчив на соответствующей кривой равновесия, а также в узловых точках в ассоциациях: 1) *Гр*, *Пл₄₀*, *Мг*, *Пирр*, *Р. О.* и 2) *Гр*, *Би*, *Мг*, *Пирр*¹. Линия равновесия пирротин — магнетит располагается параллельно оси μH_2O (Золотухин, 1964) и, следовательно, появление магнетита или пирротина от изменения температуры не зависит, а исключительно зависит от μS и μO_2 . Можно видеть, что парагенезис реакционных минералов такситовых габбро-долеритов (*Клп — Пл₄₀ — Пирр* — обозначен точкой 6 на кривых рис. 104) образовался при максимальных μS^2 , а парагенезисы других метасоматических зон (точки 1—5 и 7—8 на кривых рис. 104), проявившихся на месторождении, образуются при спаде μS и при общем нарастании μO_2 . Последнее особенно значительно для ортоклазсодержащих скарновых пород. Легко заметить, что многие скарновые парагенезисы являются частными проявлениями описанных ассоциаций реакционных образований, и в этом отношении приводимая диаграмма представляет общий интерес.

ВЫВОДЫ

1. Все рассмотренные интрузии возникали в процессе однофазного внедрения. Этот вывод по механизму формирования трапповых дифференцированных интрузий был получен при изучении их первичных магматических текстур. Результаты анализа их ориентировки говорят об одном и том же плане магматических текстур во всех дифференциатах той или иной интрузии по разрезу, причем в этом отношении существует практически полная увязка дифференциатов друг с другом от подошвы к кровле интрузии.

¹ Ориентированные сростки магнетита с пирротином, описанные А. Д. Генкиным (1949), подтверждают реальность одновременной кристаллизации в рудах железа в сульфидной и в окисной формах.

² Если не считать ортоклаз-сульфидных образований, наблюдаемых на продолжении сульфидных жил и образовавшихся при еще больших μS , чем реакционные минералы такситовых габбро-долеритов.

2. Основные дифференциаты интрузий образуются в последовательности: контактовые, пикритовые, оливиновые, безоливиновые габбро-долериты. Кристаллизация магмы имеет направленный характер от головной к хвостовой части интрузии типа Норильск I, начинаясь в участках, охваченных кристаллизацией от нижнего контакта к верхнему (верхние контактовые габбро-долериты одновременны нижним).

3. Пикритовые габбро-долериты возникают в процессе кристаллизационной дифференциации за счет гравитационного осаждения кристаллов оливина в периоды остановок между пульсационными продвижениями магмы вперед. Оценка времени гравитационного осаждения кристаллов породообразующих минералов показывает, что этот процесс должен иметь место. Это подтверждается и реальным распределением пиков содержания минералов согласно удельному весу по разрезу интрузий.

Пространственная ориентировка фракционированных кристаллов оливина возникает уже в процессе движения кашеобразного осажденного слоя.

4. Результатом эволюции траппового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации с явлениями гравитации явилось закономерное изменение составов породообразующих минералов и их количественных соотношений в вертикальном разрезе интрузии.

5. По мере развития процесса дифференциации в интрузиях имело место направленное изменение состава остающегося расплава в сторону обогащения кремнеземом и щелочами и обеднения окислами магния и железа. Фракционная кристаллизация расплава происходила по известково-щелочному пути в условиях, обычно близких к постоянному уровню парциального давления кислорода, хотя в некоторых случаях имеются и отклонения от общей картины (промежуточные режимы кислорода по Осборну, 1959).

6. Такситовые габбро-долериты не могут считаться в строгом смысле равноправным дифференциатом, поскольку они представляют собой несколько более поздние основные пегматоиды, наложенные на основные дифференциаты разреза интрузий. Возникают они в результате переплавления этих раскаленных твердых пород, прилегающих к трещинам срыва, по которым проходили струи летучих компонентов (в основном воды), в условиях интенсивного нарастания общего давления газовой смеси, поступающей из сопряженных неполностью раскристаллизованных блоков интрузии в эти расколы. Заслуживает внимания обнаружение интрузий Норильского типа, но без такситовых горизонтов и без сульфидного оруденения (Нижне-Фокинская).

7. Сульфидное оруденение генетически связано с проявлением такситовых габбро-долеритов, приурочено к концу процесса их образования и накладывается не только на эти породы, но и на сопредельные с ними пикритовые, контактовые габбро-долериты и породы экзоконтакта, имея высокотемпературный аутометасоматический характер подобно группе реакционных минералов, сопутствующих оруденению (Золотухин, 1964). Появление как такситовых габбро-долеритов, так и сульфидов в интрузиве в конечном счете связано с динамикой внедрения магнезиальной магмы.

8. Исходные магмы как изученных, так и наиболее крупных базальтоидных расслоенных интрузий с медно-никелевым сульфидным оруденением по составу являются наиболее магнезиальными представителями из всех известных проявлений базальтового магматизма. Возможно, что они являются одним из промежуточных продуктов фракционирования расплавов ультраосновного состава. Не исключено, что в процессе такого фракционирования определенную роль также играет режим кислорода в магме, подобно тому как это отмечено Осборном для расплавов базальтового состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипова А. И., Начинкин Н. Г. (1964) Нижне-Фокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато.— Уч. записки НИИГА, регион. геол., вып. 3.
- Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Яхно А. В. (1959) Самородное железо из габбро-долеритов р. Курейки в Красноярском крае.— Зап. Всес. мин. об-ва, № 3.
- Барт Т. Ф. (1962) Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд-во АН СССР.
- Белов Н. В. (1963) Основной магматический процесс в свете кристаллохимии.— В сб. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР.
- Бетехтин А. Г. (1950) Минералогия. Госгеолтехиздат.
- Бетехтин А. Г. (1955) Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР.
- Вагнер П. А. (1932) Месторождения платины и рудники Южной Африки. Цветметиздат.
- Варданянц Л. А. (1948) Способ исследования двусности минералов при малом угле оптических осей.— Изв. АН АрмССР, 1, № 1.
- Васильев Ю. Р. (1965) Некоторые петроструктурные особенности дифференцированной интрузии Норильск II.— ДАН СССР, 163, № 1.
- Васильев Ю. Р. (1966) Петрология и черты строения сложно-дифференцированной трапповой интрузии Норильск II.— В сб. «Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. Изд-во «Наука».
- Васильев Ю. Р. (1967) Особенности минералогии гибридных образований интрузии Норильск II.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 5. Изд-во «Наука».
- Бейник А. И. (1959) Приближенный расчет процессов теплопроводности. Госэнергоиздат.
- Виленский А. М. (1962) Зависимость путей кристаллизации основных дифференцированных интрузий от режима щелочей в магме.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Якутской АССР». Якутск.
- Виленский А. М. и др. (1964) Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во «Наука».
- Виленский А. М., Кравцова Л. И. (1959) О структуре некоторых трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы.— Инф. бюлл. НИИГА, вып. 17.
- Виленский А. М., Кравцова Л. И., Кавардин Г. И., Старицина Г. Н. (1960) Новые данные о трапповых интрузиях северо-западной части Сибирской платформы.— Инф. бюлл. НИИГА, вып. 21.
- Виноградов А. П. (1962) Зонная плавка как метод изучения некоторых радикальных процессов в Земле.— Геохимия, № 3.
- Винчелл А. Н. (1949) Оптическая минералогия. ИЛ.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. (1953) Оптическая минералогия. ИЛ.
- Вистелиус А. Б. (1953) Об обработке микроструктурных диаграмм.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 4, ч. 82.
- Вистелиус А. Б. (1957) К статистике микроструктурных диаграмм.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 6, ч. 86.
- Вистелиус А. Б. (1958) Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР.
- Владимиров Б. М. (1962) Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов. Иркутск.
- Воларович М. П., Толстой Д. Н., Корчемкин Л. И. (1936) Исследование вязкости расплавленных лав Алагеца.— ДАН СССР, 1, вып. 8.
- Генкин А. Д. (1949) О закономерных страданиях пирротина и магнетита.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 78, № 3.
- Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. (1963) О содержании никеля в породообразующих минеральных рудоносных габбро-диабазх Норильского месторождения.— Геохимия, № 11.
- Годлевский М. Н. (1958) Об особенностях развития траппового магматизма на северо-западе Сибирской платформы.— ДАН СССР, 123, 2.

- Годлевский М. Н. (1959) Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат.
- Годлевский М. Н. (1960) Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы», вып. 31. ВСЕГЕИ.
- Годлевский М. Н., Баталнев А. Д. (1958) Фемические минералы дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. Минерал. сб. № 12. Львовск. геол. об-во.
- Горшков Г. С. (1965) Явления вулканизма и верхняя мантия.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. Изд-во «Наука».
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. (1965) Породообразующие минералы, т. 1—3. Изд-во «Мир».
- Дэли Р. О. (1936) Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ.
- Дю Гойт А. (1957) Геология Южной Африки. ИЛ.
- Егоров В. Н. (1963) Закономерности размещения рудных месторождений в Норильско-Игарском районе.— В сб. «Тектоника Сибири», т. 2. Изд. СО АН СССР.
- Егоров В. Н., Суханова Е. Н. (1963) Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы.— Разведка и охрана недр, № 1.
- Елисеев Н. А. (1953) Структурная петрология. Изд. Ленингр. гос. ун-та.
- Елисеев Н. А. (1958) Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений.— Вестн. Ленингр. гос. ун-та, № 24, вып. 4, серия геолог. и геогр.
- Елисеев Н. А. (1964) Структуры течения в геологии.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 5, ч. 93.
- Елисеев Э. Н. (1959) Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций.— В сб. «Проблемы геохимии», вып. 1. Изд. Харьковск. ун-та.
- Заварицкий А. Н. (1950) Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. (1961) Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Т., Костюк В. П., Бобриевич А. П. (1958) Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 5, ч. 37.
- Золотухин В. В. (1958) Досвід застосування мікроструктурного аналізу до вулканічних порід Закарпаття.— Зб. «Деякі питання геології Західних областей УРСР». Вид. АН УССР.
- Золотухин В. В. (1960) Применение микроструктурного анализа к изверженным породам эффузивного облика.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 19.
- Золотухин В. В. (1963₁) О предварительных результатах применения микроструктурного анализа к исследованию дифференцированной интрузии Норильск I.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 1. Изд. СО АН СССР.
- Золотухин В. В. (1963₂) О реакционных образованиях в рудах Норильска. Тезисы II Всес. петрограф. совещ. «Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза». Изд. СО АН СССР.
- Золотухин В. В. (1963₃) Вопросы механизма образования трапповой дифференцированной интрузии Норильск I (в связи с изучением ее магматических текстур).— Геология и геофизика, № 12.
- Золотухин В. В. (1964₁) Реакционные образования в рудах Норильска и проблема вкрапленного сульфидного оруденения габбро-долеритов.— ДАН СССР, 154, вып. 3.
- Золотухин В. В. (1964₂) Об инфильтрационно-метасоматической микрозональности в экзоконтактовых брекчиевых рудах Норильска.— ДАН СССР, 154, вып. 1.
- Золотухин В. В. (1964₃) Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (На примере Норильской). Изд-во «Наука».
- Золотухин В. В. (1964₄) О первичной ориентировке течения у кристаллов плагиоклаза и оливина в дифференцированных интрузиях траппов (на примере Норильской).— В сб. «Базальты плато». Изд-во «Наука».
- Золотухин В. В. (1965₁) Об особенностях распределения никеля в интрузии Норильск I.— ДАН СССР, 162, вып. 6.
- Золотухин В. В. (1965₂) Минералогия реакционных образований в рудах Норильска.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 3. Изд-во «Наука».
- Золотухин В. В. (1966) К вопросу о первичной (магматической) ориентированности кристаллов плагиоклаза.— Геология и геофизика, № 5.
- Золотухин В. В. (1967) Об одном варианте пересчета химических анализов пород.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 5. Изд-во «Наука».
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. (1964) О скарнах Норильска.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 2. Изд. СО АН СССР.

- Золотухин В. В., Зюзин Н. И., Серебренников А. И., Васильев Ю. Р. (1966) О температурности пирротинов и находке троилита в некоторых трапповых интрузиях.— Геология и геофизика, № 2.
- Золотухин В. В., Шарапов В. Н. (1967) К оценке условий образования рудосносных трапповых интрузий (на примере Норильской).— Советская геология.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Смекалин А. Г., Бакуменко И. Т. (1967) Бабингтонит-пренит-пумпеллиновая парагенетическая ассоциация в метасоматитах Норильска.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 5. Изд-во «Наука».
- Золотухин В. В., Олейников Б. В. (1963) О кислых гибридных породах р. Горбиачин (Сибирская платформа).— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 1. вып. 15. Изд. СО АН СССР.
- Иодер Х. С., Тилли С. Э. (1963) Базальтовые магмы.— В сб. «Вопросы теории и экспериментальной петрологии». ИЛ.
- Иодер Х. С., Тилли К. Э. (1965) Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир».
- Кадик А. А. (1963). Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии.— В сб. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР.
- Карпов Р. В. (1959) Пегматиты основных пород Мончегундры и связанное с ними сульфидное оруденение.— Геол. рудн. местор., № 5.
- Карпов Р. В. (1963) О вполне подвижном поведении глинозема и инертности SiO_2 при метасоматическом образовании плагиоклазов в пегматитах основного состава Мончегундры.— ДАН СССР, 148, вып. 3.
- Касаткин П. И. (1958) Перспективы поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в Норильском районе.— Сов. геология, № 9.
- Кеннеди Дж. (1950) Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ.
- Кеннеди Дж. (1957) О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора». ИЛ.
- Коржинский Д. С. (1928) Углы погасания на универсальном столике Федорова. Измерение действительного угла погасания роговых обманок и пироксенов.— Изв. Геол. ком., 47, № 5.
- Коржинский Д. С. (1953) Террия инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Коржинский Д. С. (1957) Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР.
- Коровяков И. А. (1948) О пикритовых эффузивных траппах северо-западной части Сибирской платформы.— ДАН СССР, XII, № 1.
- Коровяков И. А. и др. (1963) Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. Госгеолтехиздат, 1963.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. (1963) Структуры ограничений Сибирской платформы.— В сб. «Тектоника Сибири», т. 2. Изд. СО АН СССР.
- Котульский В. К. (1946) К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений.— ДАН СССР, 51, № 5.
- Котульский В. К. (1947) О магматических и гидротермальных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кравцова Л. И. (1958) Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р. Джалтул в Приенисейском районе.— Информ. бюлл. НИИГА, № 9.
- Кравцова Л. И. (1963) Некоторые закономерности кристаллизации и дифференциации трапповой интрузии Второго порога. Геология и полезн. ископ. Сибирской платформы.— Труды НИИГА, 136.
- Кузнецов А. А. (1964) О роли парциального давления водорода в генезисе траппов.— ДАН СССР, 158, № 1.
- Кузнецов А. А. (1965) Роль летучих компонентов в генезисе траппов некоторых районов северо-запада Сибирской платформы. Тезисы докл. конфер. НИИГА.
- Кузнецов Ю. А. (1964) Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра».
- Кутолин В. А. (1963) Дифференциация в пластовых интрузиях юго-восточной части Кузбасса.— Геол. и геофиз., № 1.
- Лалин В. В., Курцова Н. Н. (1958) Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и их геологическое значение.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Лебедев А. П. (1955) Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Труды ГИН, вып. 161. Изд-во АН СССР.
- Лебедев А. П. (1957) О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Лебедев А. П. (1958) Вопросы изучения базальтовой магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Лебедев А. П. (1961) К генезису гибридных траппов Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа).— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Леонтьева А. А. (1940) Измерение вязкости обсидианов и содосодержащих стекол.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Леонтьева А. А. (1950) Плавленые базальты, их свойства и применение.— Труды ГИН, 86, петр. серия, 39.

- Лихачев А. П. (1965) Роль лейкократовых габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Лурье М. Л. (1955) О терминологии Сибирских траппов.— В сб. «Материалы по геологии Сибирской платформы», вып. 7. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат.
- Лурье И. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. (1962) Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. Петрография Вост. Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР.
- Лыков А. В. (1952) Теория теплопроводности. М.
- Марфуни А. С. (1962) Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд-во АН СССР.
- Масайтис В. Л. (1958) Петрология Аламджахской трапповой интрузии.— Труды ВСЕГЕИ, 22. Л.
- Масайтис В. Л. (1964) Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. Материалы по геологии Вост. Сибири, т. 97, новая серия. ВСЕГЕИ.
- Маслов Г. Д. (1963) Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры.— В сб. «Тектоника Сибири», т. 2. Изд. СО АН СССР.
- Михеев В. И. (1957) Рентгенометрический определитель. Госгеолтехиздат.
- Морковкина В. Ф. (1962) Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Сб. «Основные породы и проблемы их генезиса».— Труды ИГЕМ, вып. 77.
- Надеждина Е. Д., Юдина В. В., Яковлевская Т. А. (1962) Зональный фациалит из метасоматически измененного траппа среднего течения Вилуя.— В сб. «Основные породы и проблемы их генезиса». Труды ИГЕМ, вып. 77.
- Наковник Н. М. (1958) Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 4, ч. 87.
- Никитин В. В. (1929) Новые диаграммы для определения полевых шпатов универсальным методом Федорова. Изд. Мин. об-ва и Федоровск. ин-та.
- Осборн Е. Ф. (1964) Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. Изд-во «Наука».
- Осборн Е. Ф., Ройдер П. Л. (1963) Влияние давления кислорода на кристаллизацию в упрощенных базальтовых системах.— Труды 21 Междунар. геол. конгр., вып. 2. ИЛ.
- Строровский И. А. (1957) Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах.— Труды ИГЕМ, вып. 9. Изд-во АН СССР.
- Полдерваарт А., Таубенек В. (1963) Расслоенные интрузии.— Труды 21 Междунар. геол. конгр., вып. 2. ИЛ.
- Полканов А. А. (1953) Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация.— В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», г. 1. Изд-во АН СССР.
- Полканов А. А. (1955) О механизме пластообразных интрузий платформенных областей.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд-во АН СССР.
- Половинкина Ю. И. и др. (1948) Атлас структур горных пород, т. III.
- Ревердатто В. В. (1963) Петрология Анакитского дифференцированного массива на р. Нижней Тунгуске.— Геол. и геофиз., № 10.
- Роговер Г. Б. (1959) Месторождение Норильск I. Госгеолтехиздат.
- Свешникова Е. В., Шабынин Л. И. (1961) О зеленых клинопироксенах из скарных пород и некоторых других метасоматических образований.— Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 2, ч. 30.
- Соболев В. (1936) Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Аркт. ин-та, XLIII.
- Соболев В. С. (1949) Введение в минералогию силикатов. Львов.
- Соболев В. С. (1950) Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы. Минер. сб. № 4. Львовск. геол. об-во.
- Соболев В. С. (1954) Федоровский метод. Госгеолтехиздат.
- Соболев В. С. и др. (1955) Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР.
- Справочник (1962). Термодинамические свойства индивидуальных веществ, т. 2. Изд-во АН СССР.
- Старицкий Ю. Г. (1965) Краткий очерк металлогении Сибирской платформы.— В сб. «Вопросы металлогении». Докл. сов. геологов к Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра».
- Старицкий Ю. Г., Драгунов В. И., Туганова Е. В. (1960) Перспективы никеленосности северо-западной части Сибирской платформы.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы», вып. 31. ВСЕГЕИ.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. (1961) Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ.
- Туганова Е. В. (1960) О рудоносных интрузиях р. Курейки.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 40. Л.

- Трэггер (1958). Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат.
- Урванцев Н. Н. (1958₁) Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения. Сб. статей по геологии Сов. Арктики.— Труды НИИГА, 80, вып. 5.
- Урванцев Н. Н. (1958₂) Енисейское рудное поле. Сб. статей по геологии Сов. Арктики.— Труды НИИГА, 80, вып. 5.
- Урванцев Н. Н. (1960) Черты магматизма северо-западной части Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 20.
- Урванцев Н. Н., Виленский А. М., Кавардин Г. М., Кравцова Л. И., Старицина Г. И. (1964) Закономерности размещения трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы и их петрохимические особенности.— В сб. «Базальты плато». Изд-во «Наука».
- Уокер и Польдерваарт (1950) Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— Сб. «Геология и петрография трапповых формаций». ИЛ.
- Уонс Д. Р., Югстер Х. П. (1963) Биотиты в разрезе флогопит — аннит.— В сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». ИЛ.
- Феокистов Г. Д. (1962) Траппы среднего течения р. Ангары.— Зап. Вост.-Сибирск. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. 3.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Рентгартен Е. В., Арсеньева Р. В. (1959) Сравнительная характеристика растворимости в базальтовом и гранитном расплаве.— Геохимия, № 5.
- Челищев Н. Ф. (1965) О кристаллизации базальтового расплава в сухой системе и под давлением паров воды.— ДАН СССР, 161, вып. 6.
- Челищев Н. Ф., Кузнецов В. А., Диков Ю. П. (1963) Экспериментальное исследование процессов кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным породам.— ДАН СССР, 152, № 3.
- Шейнманн Ю. М. (1964) Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли.— В сб. «Химия земной коры», т. 2. Изд-во «Наука».
- Эдварс А. Б. (1950) Дифференциация в долеритах Гасмании.— В сб. «Геология и петрография трапповых формаций». ИЛ.
- Эккерт Э. Р., Дрейк Р. М. (1961) Теория тепло- и массообмена. Госэнергиздат.
- Эйтель В. (1962) Физическая химия силикатов. ИЛ.
- Юдина В. В. (1965₁) Траппы и аподолеритовые метасоматиты р. Большой Бэтуобин. Изд-во «Наука».
- Юдина В. В. (1965₂) Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район).— В сб. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука».
- Яковлева М. Е. (1947) Петрография интрузивных траппов и роговиковых пород магнетитового месторождения «Макус» Красноярского края.— В кн. «Рефераты научно-исследовательских работ за 1945 г.». Изд-во АН СССР.
- Яковлева М. Е. (1947) Петрография дифференцированных габбро-диабазов горы Черной.— ДАН СССР, 55, № 9.
- Яковлева М. Е. (1948) Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия района оз. Хета-Глубокое Таймырского полуострова.— ДАН СССР, 59, № 3.
- Arnold R. I. (1962) Equilibrium relation between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743°C.— Econ. Geol., v. 57, N 1.
- Bowen N. L. (1922) The reaction principle in petrogenesis.— J. Geol., v. 30.
- Brothers R. N. (1959) Flow orientation of olivine.— Amer. J. Sci., v. 257, N 8.
- Brothers R. N. (1964) Petrofabric analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks.— J. Petrol., v. 5, N 2.
- Brown G. M. (1957) Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of Skaergaard intrusion. East Greenland.— Mineral. Mag., v. 31.
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J. (1962, 1963) Rock-forming minerals, v. 1—5. London.
- Dougall Jan. Mc. (1961) Optical and chemical studies pyroxenes in a differentiated Tasmanian dolerite.— Amer. Mineralogist, v. 46, N 5, 6.
- Edwards A. B. (1942) Differentiation of the dolerites of Tasmania.— J. Geol., v. 50.
- Emerson D. O. (1964) Absence of optically positive potash feldspar in the Inyo Mountains, California — Nevada.— Amer. Mineralogist, v. 49, N 1-2.
- Fuller R. E. (1939) Gravitational accumulation of olivine during the advance basaltic flows.— J. Geol., v. 47.
- Green J., Poldervaart A. (1955) Some basaltic provinces.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 7, N 3-4.
- Hamilton D. L., Burnham C. W. and Osborn E. F. (1964) The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content of crystallization in mafic magmas.— J. Petrol., v. 5, N 1.
- Harker a. Tuttle (1956). The lower limite of stability of akermanite.— Amer. J. Sci., v. 254, N 8.

- Hess H. H. (1941) Pyroxenes of common mafic magmas. *Amer. Mineralogist*, v. 26.
- Hess H. H. (1949) Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.—*Amer. Mineralogist*, v. 34.
- Huang W. T. and Merritt C. A. (1952) Preferred orientation of olivine crystals in troctolite of the Wichita Mountains Oklahoma.—*Amer. Mineralogist*, v. 37.
- Jaeger J. E. (1957) The temperature in the neighbourhood of cooling intrusive sheet.—*Amer. J. Sci.*, v. 255.
- Kapecky L., Voldan I. (1959) Krystalisace tavenych hornin.—*Geotechnica*, str. 25.
- Ladurner I. (1954) Zur Regelung von Olivin gefunden. *Fortschr. Mineral.*, Bd. 32.
- Muir I. D. (1951) The clinopyroxenes of Skaergaard intrusion, Eastern Greenland.—*Mineral. Mag.*, v. 29.
- Murray R. I. (1954) The clinopyroxenes of the Garbh Eilean sill, Shiant Isles.—*Geol. Mag.*, v. 91.
- Osborn E. F. (1959) Role of oxygen pressure in the crystallization of basaltic magma.—*Amer. J. Sci.*, v. 257, N 9.
- Osborn E. F. (1961) Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure condition.—*Amer. Mineralogist*, v. 47, N 3—4.
- Perret F. A. (1950) The volcanological observation. Washington, Carnegie Inst.
- Phillips F. C. (1938) Mineral orientation in some olivine-rich rocks from Rum and Skye.—*Geol. Mag.*, v. 75.
- Philpotts A. R. (1964) Origin of pseudotachylites.—*Amer. J. Sci.*, v. 262, N 8.
- Poldervaart A. (1950) Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene.—*Amer. Mineralogist*, v. 35.
- Poldervaart A. and Hess H. H. (1951) Pyroxenes in crystallization of basaltic magmas.—*J. Geol.*, v. 59.
- Scholtz D. L. (1936) The magmatic nickeliferous ore deposits of Griqualand and Pondoland.—*Trans. Geol. Soc. S. Africa*, v. 59.
- Shaw R. H. (1965) Comments on viscosity, crystal setting and convection in granitic magmas.—*Amer. J.*, v. 263, N 2.
- Turner F. I. (1942) Preferred orientation of olivine crystals in peridotites.—*Trans. Roy. Soc. N. Z.*, v. 72.
- Wager L. F. and Deer W. A. (1939) The petrology of Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuap East Greenland.—*Medd. Grønland*, v. 105, N 4.
- Yoder H. S. (1954) Synthetic basalt. Washington, Carnegie Inst.
- Yoder H. S. (1955) Diopside-anorthite-water system at 5000 bars.—*Bull. Geol. Soc. America*, v. 66, N 12.
- Yoder H. S. (1957) Effect of water on the melting of silicates. Washington, Carnegie Inst.
- Yoder H. S. and Tilley C. E. (1962) Origin of basalt magmas: experimental study of natural and synthetic rock systems.—*J. Petrol.*, v. 3, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I.	
Петрология и механизм формирования дифференцированной интрузии Норильск II	5
История изученности и геологическое строение месторождения Норильск II	12
Петрографическое описание пород интрузии Норильск II	29
Особенности составов главных породообразующих минералов интрузии Норильск II	39
Гибридные образования интрузии Норильск II	47
Петрохимические особенности интрузии Норильск II	58
Петроструктурный анализ магматических текстур интрузии и механизм ее формирования	87
Происхождение такситовых габбро-долеритов интрузии, связь с ними вкрапленного оруденения	101
Некоторые общие представления об эволюции траппового расплава в процессе его кристаллизации на примере интрузии Норильск II	107
Воздействие интрузии на породы экзоконтакта	112
Глава II.	
Строение и черты прототектоники некоторых других дифференцированных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы	112
Интрузия горы Черной	121
Лейкократовое габбро	129
Имангдинская интрузия	135
Нижне-Фокинская интрузия	141
Интрузия Второго порога (р. Курейка)	150
Интрузия горы Подкова	156
Интрузия горы Озерной	173
Лабрадоровые порфириты Норильского района	177
Глава III.	
Некоторые общие черты строения, состава описываемых трапповых интрузий и их генетические причины	177
О факторах дифференциации базальтовой магмы	184
О роли фактора гравитации в образовании слоистых трапповых интрузий	196
К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов	204
Сравнительный анализ исходных магм некоторых основных дифференцированных интрузий	211
Вопросы механизма внедрения и становления интрузий	216
Гранитоподобные метасоматиты, ассоциирующие с сульфидными жилами месторождения Норильск I	223
Выводы	225
Литература	225

*Валерий Васильевич Золотухин,
Юрий Романович Васильев*

**Особенности формирования
некоторых трапповых интрузий
северо-запада Сибирской платформы**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
СО АН СССР*

Редактор *Я. А. Галушко*
Художник *П. Н. Гапонов*
Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Сдано в набор 15/III 1967 г. Подписано к печати

29/VI 1967 г. Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 21

Уч.изд. л. 20,2 Тираж 1200 Т-06281

Бумага № 2 Тип. зак. 6657

Цена 1 р. 41 к.

Издательство «Наука»,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Результаты химических анализов пород интрузии и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Экспел	Контактовые габбро-долериты (нижние)				Такситовые габбро-долериты (нижние)							Пивритовые габбро-долериты			Оливин-биотитовые габбро-долериты				Оливиновые габбро-долериты			
	643д	569	80/ 1596	653в	680м		138/ 1598	119,60	671а	118г 60	70,0/ 1542	653а		56,0/ 1542	654б	61,5/ 1596	575	680н	653	95в/60	66,0/ 1596	61,0/ 1596
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	48,12	47,89	48,21	47,70	49,07	43,99	40,15	43,12	40,89	43,41	40,12	41,24	38,84	39,34	42,61	42,70	45,17	44,70	46,33	47,12	43,35	48,74
TiO ₂	1,27	1,03	2,90	1,27	1,92	0,69	0,85	0,66	0,85	0,75	0,54	0,75	0,58	0,51	0,42	0,58	0,56	0,97	1,06	0,50	1,07	0,90
Al ₂ O ₃	16,53	15,02	15,12	14,93	17,41	19,42	11,48	14,25	16,58	13,29	14,45	9,14	5,79	14,19	13,70	12,72	16,83	15,04	14,67	17,02	15,70	15,65
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,05	—	—	0,08	0,12	1,72	0,20	0,40	0,40	1,08	1,60	0,06	—	—	0,01	0,04	—	—	0,02
Fe ₂ O ₃	2,62	4,88	2,31	3,95	1,54	3,22	4,24	4,23	4,58	7,34	2,12	3,40	2,11	2,12	2,35	2,04	2,22	2,27	4,84	1,02	4,17	2,04
FeO	8,33	8,10	9,82	7,40	9,61	7,22	9,93	9,55	8,23	9,00	10,12	11,30	11,88	11,08	8,84	10,73	7,23	10,43	7,68	6,73	9,67	7,69
MnO	0,17	0,22	0,16	0,19	0,16	0,14	0,21	0,20	0,18	0,22	0,21	0,18	0,17	0,23	0,16	0,17	0,20	0,19	0,18	0,22	0,17	0,17
CaO	11,69	9,97	8,58	11,25	8,78	11,21	7,10	7,92	9,09	9,02	8,72	5,71	4,16	9,38	7,99	7,38	9,93	9,04	10,38	12,65	10,14	11,48
MgO	6,17	7,61	5,07	8,12	3,81	7,80	14,30	14,81	10,91	11,18	17,95	23,90	29,83	17,15	20,13	17,92	13,93	13,67	10,39	10,26	9,37	8,41
Na ₂ O	2,16	2,16	2,97	2,09	2,56	0,89	0,77	1,21	1,21	1,45	0,49	1,01	0,47	0,67	1,08	0,94	1,75	1,62	1,82	1,55	1,48	1,35
K ₂ O	0,30	0,52	0,90	0,42	1,99	1,01	0,36	0,30	0,48	0,25	0,79	0,30	0,05	0,55	0,24	0,36	0,24	0,36	0,36	0,39	0,42	0,48
P ₂ O ₅	0,28	0,17	0,58	0,15	0,44	0,10	0,24	0,18	0,11	0,14	0,21	0,11	0,03	0,23	0,26	0,09	0,10	0,13	0,17	0,09	0,14	0,07
H ₂ O	0,50	0,46	0,98	0,71	0,46	1,26	2,37	0,54	0,74	0,80	0,15	0,38	0,32	0,11	0,24	0,35	0,33	0,28	0,50	0,21	0,64	0,52
П. п. п.	1,92	1,66	2,00	1,42	1,44	3,58	7,76	2,64	4,05	3,18	4,08	2,46	4,66	2,97	1,90	3,21	1,74	1,65	1,23	2,06	3,58	1,70
Сумма	100,05	99,70	99,60	99,65	99,18	100,52	99,84	99,82	99,89	100,54	100,35	100,28	100,19	99,62	99,98	99,20	100,26	100,36	99,56	99,36	99,90	99,23
a	5,4	5,6	8,0	5,3	9,2	3,9	2,3	3,0	3,6	3,7	2,4	2,8	1,1	2,2	2,6	2,5	6,3	4,3	4,5	4,0	4,0	3,9
c	8,9	7,6	2,1	7,5	7,9	12,3	6,4	8,0	10,3	7,1	8,4	4,0	2,8	8,4	7,3	7,0	7,9	8,1	7,5	9,8	7,0	8,9
b	27,6	30,1	30,5	31,2	21,2	28,2	38,9	39,6	34,6	38,4	43,7	50,7	57,0	44,5	44,1	43,0	35,4	37,4	34,4	31,1	36,0	29,5
s	58,1	56,7	59,4	56,0	61,7	55,6	52,4	49,4	51,5	50,5	45,5	42,5	39,0	44,9	46,0	47,5	50,4	50,2	53,6	55,1	53,0	57,7
Q	-3,5	-5,4	+0,7	-6,1	-3,7	-8,9	-6,2	-14,6	-14,5	-13,2	-22,2	-20,6	-26,8	-23,0	-20,5	-17,0	-19,7	-16,3	-9,6	-7,6	-9,0	-1,2
c'	22,1	15,8	28,2	20,5	16,0	9,7	5,4	3,9	4,5	10,6	4,8	4,4	2,8	6,0	4,3	3,9	10,4	7,9	14,9	19,2	16,2	18,4
m'	39,0	43,8	32,8	45,0	31,8	52,6	61,3	64,1	57,7	49,8	68,9	71,8	77,2	66,0	73,1	68,2	65,4	60,9	51,3	57,2	46,0	49,6
f'	38,9	40,4	39,0	34,6	52,2	37,7	33,3	32,0	37,8	39,6	26,3	24,3	20,0	28,0	22,8	27,9	24,2	31,2	33,8	23,6	37,8	32,0
n	92,1	37,5	82,3	89,5	36,1	58,0	68,7	86,0	79,5	89,0	47,2	78,2	88,0	70,0	89,9	79,0	95,8	87,0	88,0	86,5	85,8	82,0
t	2,0	1,6	4,3	3,9	2,8	1,2	1,3	0,9	1,6	1,0	0,9	1,4	1,2	0,9	0,7	1,1	0,9	1,6	3,5	0,8	2,8	1,3
Ф	8,3	14,0	6,6	11,1	6,1	10,7	9,7	9,0	12,4	16,5	4,2	5,1	2,7	4,0	4,4	6,8	5,3	5,2	11,9	2,7	10,2	5,7
FeO:MgO	1,3	1,06	1,7	0,91	2,5	0,93	0,69	0,64	0,76	0,81	0,56	0,47	0,40	0,64	0,42	0,59	0,52	0,76	0,74	0,66	1,10	0,92
K. ф. *	64	59	71	58	75	58	50	48	54	59	39	38	32	39	36	38	0,40	47	55	43	60	54
a:c	0,61	0,66	0,38	0,71	1,16	0,39	0,36	0,38	0,35	0,52	0,29	0,70	0,40	0,26	0,35	0,36	0,80	0,53	0,60	0,41	0,57	0,44