

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 186

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY
AND GEOPHYSICS
Jussue 186

PETROLOGY
OF TALNAKH
ORE-BEARING
DIFFERENTIATION
TRAPPEAN
INTRUSION

Responsible editor
acad. *V. S. Sobolev*



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk•1975

ПЕТРОЛОГИЯ
ТАЛНАХСКОЙ
РУДОНОСНОЙ
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ
ТРАПОВОЙ
ИНТРУЗИИ

Ответственный редактор
акад. *В. С. Соболев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

Авторы:

В. В. Золотухин, В. В. Рябов, Ю. Р. Васильев, В. А. Шатков

В книге дается детальная петрографическая, петрохимическая и минералогическая характеристика всех ветвей Талнахского дифференцированного траппового интрузива. Приводятся основные черты геологического строения, взаимоотношения дифференциатов, особенности эволюции химизма в процессе ее дифференциации. Рассматриваются главнейшие особенности метаморфических и метасоматических изменений, связанных с интрузивом. Классифицируются проявившиеся здесь метасоматиты на базе их парагенетического анализа. Приводятся суждения о механизме формирования интрузива, о физико-химических условиях становления массива и эволюции постмагматических растворов, приведшей к возникновению ее оруденения. Особое место уделено описанию и условиям возникновения основных пегматоидов (такситовых габбро-долеритов, габбро), с которыми генетически связано оруденение, а также псевдотакхилитов.

Расчитана на широкий круг специалистов петрографов и рудников, а также студентов старших курсов геологических факультетов.

V. V. Zolotukhin, V. V. Ryabov, Yu. R. Vasiljev, V. A. Shatkov

The book deals with a detailed petrographic, petrochemical and mineralogic characteristic of all the branches of Talnakhskaia differentiated trapp intrusive rocks. Some main features in the geologic structure, mutual relation between the differentiates as well as peculiarities in the evolution and chimismus of magma in the process of its differentiation are given. The main peculiarities in metamorphic and metasomatic changes due to intrusive effect are discussed. The conclusions are drawn as to the mechanism of formation of intrusives in addition to physico-chemical conditions of massif formation and evolution of the postmagmatic solutions resulting in appearance of mineralization. Special attention is paid to the description and conditions of formation of the basic pegmatoides (taxitic gabbrodolerites, gabbro) that are genetically related with mineralization as well as pseudotaxhilites.

Памяти видного норильского геолога, крупнейшего знатока и неутомимого исследователя Приенисейского Заполярья, первооткрывателя месторождения Талнах Героя Социалистического Труда Георгия Дмитриевича Маслова посвящают эту книгу авторы

ПРЕДИСЛОВИЕ

Открытие в 1960 г. геологами Норильской геолого-разведочной экспедиции Талнахской рудоносной интрузии в Норильском районе явилось важной вехой в экономическом освоении крайнего севера Сибирской платформы. В то же время оно повлекло за собой дальнейшее изучение дифференцированных трапповых интрузий, с которыми генетически связано оруденение.

Вопросы дифференциации базальтовой магмы и причины разнообразия проявления базальтового магматизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме представляют, кроме того, большой теоретический интерес. Изучение многих дифференцированных трапповых интрузий позволит ближе подойти к решению этих вопросов и поможет составить в конечном счете представление о процессах, происходящих в верхней мантии нашей планеты.

Наряду с другими геологическими коллективами (НКГРЭ, НИИГА, ИГЕМ, ЦНИГРИ), занимающимися всесторонним изучением Талнахской интрузии, петрографический коллектив авторов данной работы, входящий в состав лаборатории петрологии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР, посвятил свои усилия, начиная с 1962 г., петрологическому изучению интрузива и частично проблеме метасоматических новообразований, тесно связанных с его оруденением. Перед авторами не стояла задача детального изучения вещественного состава руд, структур рудных полей и метасоматических новообразований во всей их полноте. Этим занимаются другие коллективы. Авторы данной монографии поставили перед собой более скромную задачу: по главнейшим петрологическим особенностям Талнахского интрузива, выявленным в процессе его изучения, нарисовать картину его формирования и выяснить причины его оруденения. Последнее, по нашему мнению, непосредственно генетически связано с проявлением в интрузиве основных пегматоидов — несколько более поздних магматических образований по сравнению с породами основной расслоенной серии. Поэтому основным пегматоидам уделено большое внимание и отведено значительное место в монографии. Петроструктурные исследования по выявлению первичных ориентированных текстур в породах интрузива — дело будущего, поскольку авторы не располагали ориентированным керном.

Участье авторов в написании книги распределилось следующим образом: главы III (кроме описания Хараелахской ветви интрузива), IV, XIII, XIV, XVII написаны В. В. Золотухиным, им же в соавторстве с В. В. Рябовым — VII, X—XII; В. В. Рябовым написаны главы I, II, III (для Хараелахской ветви), VIII, IX; Ю. Р. Васильевым — главы XV и XVI, им же совместно с В. В. Рябовым — глава VI; заочным аспирантом В. А. Шатковым — глава V. Многочисленные иммерсионные измерения показателей

преломления минералов, приведенные в главе III, выполнены Ю. Р. Васильевым, В. В. Рябовым и Е. Н. Булгаковой. Химические анализы пород и минералов (помимо собранных из литературы) выполняли химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, Новосибирского геологического управления, Института геохимии и физики минералов АН УССР, Красноярского геологического управления, Института геологии Арктики. Спектральные анализы выполнялись лабораториями ИГиГ СО АН СССР, КГУ, НИИГА.

В сборе материалов помогли В. Н. Егоров, Л. Л. Ваулин, В. Ф. Кравцов (НКГРЭ), которым авторы приносят глубокую благодарность. В процессе изучения авторы имели полезный обмен мнениями по полученным результатам как с геологами Норильской экспедиции Г. Д. Масловым, В. С. Нестеровским, так и с сотрудниками геологических институтов В. С. Соболевым (ИГиГ СО АН СССР), М. Н. Годлевским, Д. М. Туровцевым (ЦНИГРИ), А. Д. Генкиным (ИГЕМ АН СССР), Д. А. Додинным, М. К. Ивановым, В. М. Изюитко, А. В. Тарасовым (НИИГА). Авторы признательны всем товарищам, оказывавшим содействие проведенным работам.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Аб	— альбит	ОртП	— ортопироксен
Ан	— анортит	Пр	— пренит
Анг	— ангидрит	Пирр	— пирротин
Андр	— андрадит	Пир	— пироксен
Ап	— апатит	Пл	— пирит
Амф	— амфибол	Пл	— плагиоклаз
Апоф	— апофиллит	П. шп.	— полевые шпаты
Би	— биотит	Р	— рудный минерал
Вез	— везувиан	Р.О.	— роговая обманка
Гед	— геденбергит	Серп	— серпентин
Гем	— гематит	Фа	— фаялит
Гр	— гранат	Фо	— форстерит
Дп	— дилопсид	Фл	— флогопит
Кал	— кальцит	Фс	— ферросилит
Кв	— кварц	Хл	— хлорит
КлП	— клинопироксен	Хп	— халькопирит
КлЭп	— клиноэнстатит	Шп	— шпинель
Мг	— магнетит	Эп	— энстатит
Ол	— оливин	Эп	— эпидот
Орт	— ортоклаз		

ВВЕДЕНИЕ

Норильский район на северо-западе Сибирской платформы на протяжении десятков лет привлекает к себе внимание исследователей в связи с нахождением здесь сложнодифференцированных трапповых интрузий, с которыми пространственно и генетически связаны медно-никелевые руды. Геологическое изучение района началось с открытия Н. Н. Урванцевым в двадцатых годах месторождения Норильск-1. К настоящему времени большим коллективом геологов открыто и изучено более десяти сложнопостроенных рудоносных интрузивных тел. Среди них прежде всего следует отметить интрузии Норильск-1, Талвахскую, Норильск-II, Имангдинскую, Черногорскую и др. Геологии и тектонике Норильского района посвящена обширная специальная литература. Поэтому мы остановимся лишь на основных чертах строения района.

В отношении геолого-структурного положения северо-западной части Сибирской платформы среди исследователей нет единого мнения. Одни считают этот район областью перикратонного опускания, заложенного еще в докембрии (Косыгин, Лучицкий, 1963; Маслов, 1963; Виленский и др., 1964). Другие исследователи северо-западную окраину платформы, граничащую со складчатой зоной, представляют как передовой герцинский прогиб, образовавшийся на месте Приенисейского прогиба байкальского возраста (Урванцев, 1958, 1960). В геологическом строении Норильского района участвует комплекс разновозрастных карбонатно-терригенных, вулканогенных и интрузивных образований. Наиболее древние отложения района представлены карбонатно-глинистыми осадками синия.

Отложения платформенного чехла подразделяются на 4 тектоно-структурных яруса: 1 — кембрий — ордовик, 2 — силур — нижний карбон, 3 — тунгусская серия ($C_3 - P_2$) — туфолавовая толща (T_2) и 4 — юра — мел (Маслов, 1963).

Первый тектоно-структурный ярус (Ст—О) сложен карбонатными породами, имеющими нередко флишеидный облик. Мощность их достигает 4000 м.

Второй ярус (S — C_1) мощностью 1700 м представлен чередованием морских и лагунных фаций.

Верхнепалеозойские отложения имеют непостоянную мощность от 1500 до 2000 м. В период между нижним и верхним карбоном происходило интенсивное поднятие платформы, регрессия моря и образование крупных складчато-блоковых структур. Это наложило отпечаток на характер контакта тунгусской серии с подстилающими ее отложениями. Тунгусская серия налегает на различные горизонты нижнего карбона, девона, силура и ордовика, что «свидетельствует о значительном региональном перерыве и общей перестройке плана ниже- и среднепалеозойских структур платформы» (Маслов, 1963).

Основными пликативными структурами Норильского района являются Тунгусская синеклиза, Хантайско-Рыбинский вал, Норильско-Хараелахский прогиб и Дудинский вал (рис. 1) (Маслов, 1963). Эти крупные структурные единицы осложняются более мелкими, второго порядка. К ним относятся Норильская, Вологочанская и Хараелахская мульды, Кайеркано-Пясинская, Дудинско-Ергалахская, Фокинская, Нижне-Убойнинская, Верхне-Убойнинская и Нералахская брахиантиклинальные складки, а также Вальковская, Амбарнинская и другие седловидные и флексурные складки (Маслов, 1963). Структуры третьего порядка проявляются в связи с дизъюнктивными нарушениями и имеют присбросовый характер.

При накоплении туфолаковой толщи (Р—Т) образовавшиеся ранее главные структуры района продолжали развиваться, к этому же времени относится начало формирования указанных выше структур второго порядка — брахиантиклинальных складок. Процесс формирования пликативных структур первого и второго порядков в среднем триасе заканчивается, и в дальнейшем начинают образовываться послеэффузивные сбросы.

Магматические образования на северо-западе Сибирской платформы довольно широко распространены. Эффузивные члены ряда магматических пород представлены покровами базальтов различного состава, а интрузивные — телами недифференцированных, слабо- и полнодифференцированных габбро-долеритов.

Магматизм Норильского района наиболее полно охарактеризован М. Н. Годлевским (1959₁), который выделяет 4 вулканических цикла: один в перми и три в триасе. В каждом из выделенных триасовых циклов происходит эволюция излияний от более кислых (толеитовых базальтов) до основных (пикритовых разновидностей). В конце каждого цикла проявляются интрузивные коагматические фазы. Формирование хонолитов дифференцированных интрузий габбро- и норит-долеритов происходит во второй триасовый цикл вулканизма.

В последующее время западная часть района, будучи приподнятой, претерпела размыв и в дальнейшем (J—St) снова была опущена.

Дизъюнктивные, сбросовые дислокации очень широко развиты в Норильском районе. Они подразделяются на доэффузивные (С—Р возраста) и послеэффузивные (Т возраста). К первым относятся Далдыканский, Норильско-Хараелахский, Черногорский, Тагенарский, Рыбинский, Галель-Ирбинский, Макусовский и Болгохтохский разломы (см. рис. 1). Амплитуды смещений у них изменяются от 100 до 600 м. Наиболее изучен Норильско-Хараелахский глубинный разлом, который хорошо выдержан пространственно и местами переходит во флексурную складку с западными углами падения 30—60° и восточными — 2—3°. Ядро складки сложено породами курейской свиты нижнего девона. Заложение разлома произошло в претунгусское время и «подновление» его продолжалось на всем протяжении формирования осадочных толщ. Вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома, согласно Г. Д. Маслову (1963), отмечается большое количество вулканических аппаратов центрального и трещинного типа, здесь же отложения девона, тунгусской серии и туфолаковой толщи насыщены интрузивными телами различной морфологии.

Послеэффузивные сбросы формировались до, во время и после внедрения дифференцированных интрузий. К ним относятся Каларгонский, Руднинский, Ивакинский, Имандинский и другие сбросы. Амплитуда их колеблется от 100 до 2000 м.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
РАЙОНА ТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

ГЛАВА I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

1. Основные черты стратиграфии и магматизма

Талнахская графшювая интрузия локализуется в толще осадочных отложений девона и тунгусской серии и приурочена к юго-западному крылу Хараедахской мульды на участке ее сочленения с антиклинальной структурой р. Норильки (рис. 2). Структурное положение района предопределило северо-западное простирание пород с довольно пологими углами падения (до 8—10°) к северо-востоку (рис. 3).

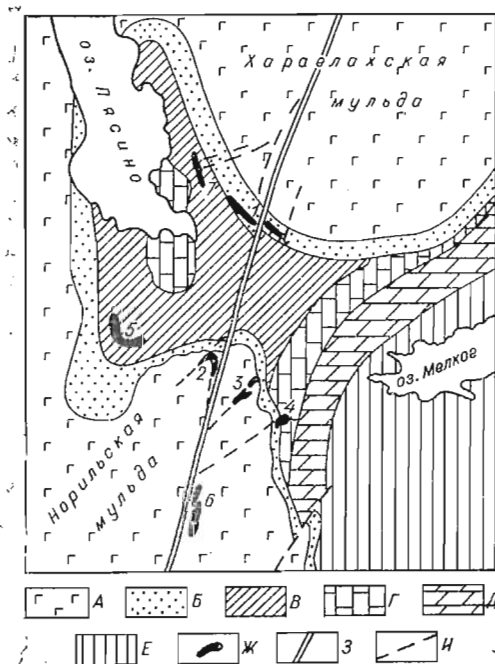


Рис. 2. Фрагмент схематизированной геологической карты Норильского района. Составлена по Г. Д. Маслову (1963), А. М. Виленскому и Г. И. Кавардину (1963) с дополнениями авторов.

А — туфолавова толща триаса; Б — тунгусская серия; В — девонские отложения; Г — силурийские отложения; Д — ордовикские отложения; Е — кембрийские отложения; Ж — дифференцированные интрузии габбро-долеритов и их основные проявления (1 — Талнахская (Верхнеталнахская), 2 — Норильск-I, 3 — Норильск-II, 4 — Черногорская, 5 — Зуб, 6 — Моронговская, 7 — Нижнеталнахская); З — Норильско-Хараедахский глубинный разлом; И — послеэффузивные сбросы.

Значительная часть района закрыта четвертичными отложениями. Только на крутых склонах плато имеются обнажения пород эффузивного комплекса и верхних горизонтов тунгусской серии. Несмотря на сильную задернованность участка, в результате бурения НКГРЭ КГУ сравнительно детально изучен весь геологический разрез района от верхних горизонтов силурийских отложений до туфолавова толщи включительно. Литологическое расчленение производилось по керновому материалу и сопоставлялось с известными прототипами Норильского района.

В районе локализации Талнахской интрузии стратиграфический разрез осадочной толщи представлен лагунно-морскими отложениями нижнего и среднего палеозоя, лагунно-континентальными осадками верхнего палеозоя и эффузивами пермотриаса (рис. 4)*.

Наиболее древние отложения вскрыты в районе антиклинальной

* Поскольку в стратиграфическом расчленении толщи пород Норильского района у разных авторов нет единообразия, здесь и далее мы используем стратиграфическую схему, принятую геологами Норильской экспедиции КГУ (Кравцов и др., 1991)

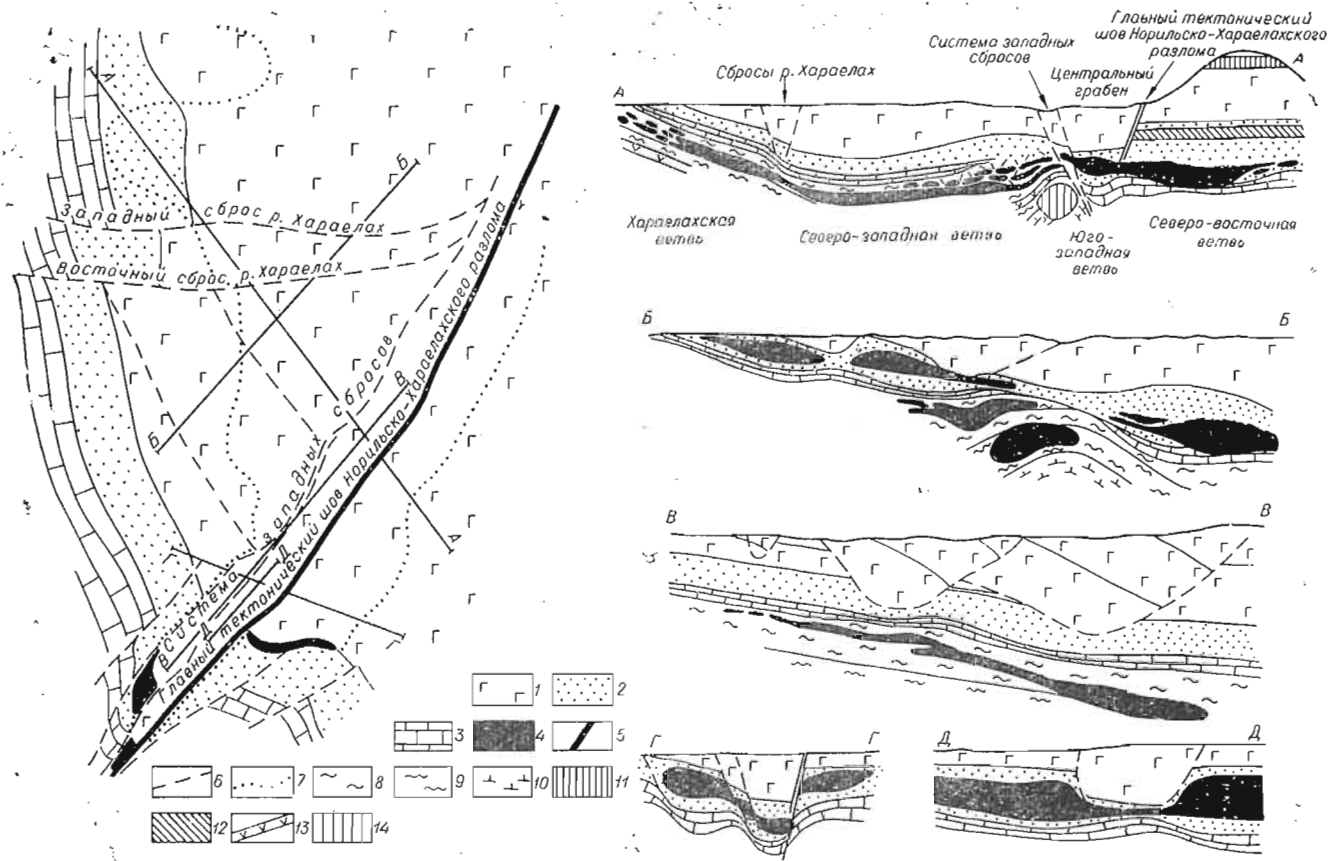


Рис. 3. Геологическая схема и некоторые разрезы участка локализации Талнахской дифференцированной интрузии (составили В. Ф. Кравцов и Ю. Н. Седых (Юдина, 1971) с дополнениями авторов).

1 — туфоловая толща пермотриаса; 2 — тунгусская серия; 3 — каларгонская свита (D_3); 4 — Талнахская интрузия; 5 — Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома (на разрезах он не залит); 6 — прочие сбросы; 7 — контур распространения Талнахской интрузии. Дополнительные обозначения для разрезов: 8 — мантуровская свита (D_2); 9 — разведочинская свита (D_2); 10 — курейская свита (D_1); 11 — оливковые слабодифференцированные габбро-долериты; 12 — титан-авгитовые и порфиновые долериты, 13 — пойкилофитовые долериты; 14 — Нижнеталнахская интрузия. АА, ББ, ВВ, ГГ, ДД — линии разрезов, указанных на схеме.

СИСТЕМА ОТДЕЛ		СВИТА, ЯРУС	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА	КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
Т	Т	Моранговская - T_1^{mg}		Базальты афировые, порфиоровые, толеитовые с туфовыми горизонтами
		Ильмендинская - T_2^{id}		Базальты гламеропорфировые, афировые, полифировые, плагиофировые, олигофировые, пчелиниковые с горизонтами лавобрызжий, туфов и туффитов
		Гудчихинская - $(P_2 - T_1)^{gd}$		Туффит, базальты пиритовые, порфиоровые и гламеропорфировые
Пермтриас - (P-T)	P-T	Сыверминская - $(P_2 - T_1)^{sv}$		Базальты толеитовые
		Иекинская - $(P_2 - T_1)^{ie}$		Базальты двуплещитовые, лабрадоровые и титанагитовые с горизонтами туффитов
		Амбаринская - P_2^{amb} Найерманская - P_2^{na} Шмидтинская - P_2^{sc} Далдыканская - P_1^{dv} Рудникская - $(C_3 - P_1)^{rd}$		Песчаники, графелиты, туффиты Песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты углей Алевролиты, аргиллиты Алевролиты, аргиллиты, пласты углей Алевролиты, аргиллиты, реже песчаники
Д	Средний - D ₂	Наларгонская - D_3^{nl}		Известняки доломитовые и доломитово-глинистые
		Накохозская - D_3^{nk} Манусовская - D_2^{mk}		Мергели, ангидриты Доломиты
		Мантуровская - D_2^{mn}		Мергели доломитистые, известково-доломитовые, доломиты, ангидриты
		Разведочинская - D_2^{rz}		Аргиллиты, алевролиты
		Нижний - D ₁	Курейская - D_1^{kr} Зубовская - D_1^{zb}	
S	S ₂	Верхнелудловский - S_2^{ld}		Доломиты, ангидриты, мергели

Рис. 4. Стратиграфический разрез пород Талнахского участка и положение в нем дифференцированных интрузий габбро-долеритов.

Талнахская рудоносная интрузия: ЮЗ — Юго-западная ветвь; СВ — Северо-восточная ветвь; СЗ — Северо-западная ветвь; ХХ — Хараслахская ветвь; Н — Нижнеталнахская интрузия.

приразломной складки и по сопоставимости с опорными разрезами Норильского района отнесены к ордовику (чуньский ярус). Это темно-серые пелитоморфные доломиты с редкими прослоями тонкокристаллических известняков.

Границы между отложениями ордовика, силура и девона из-за отсутствия надежных фаунистических реперов проведены условно.

Нижний силур представлен темно-серыми и черными граптолитовыми сланцами (S_1^{ln}) и известняками с прослоями мергелей в нижней части горизонта (S_1^w). Мощность — 350 м.

Верхний силур сложен темно-серыми доломитами, в верхней части разреза ангидритонасными, а в нижней — известковистыми. Мощность — 290 м.

Девонская система

Породы девона выходят под отложения четвертичного времени в виде серповидной полосы в юго-западной части района (см. рис. 3). Общая мощность девонских отложений составляет 625 м.

Нижний отдел представлен зубовской и курейской свитами (см. рис. 4).

Зубовская свита — D_1^{zb} — сложена тремя пачками: верхняя — тонкое переслаивание серо-зеленых мергелей и ангидритов («ленточные сланцы»); средняя — красно-бурые и зеленые мергели с пластом ангидрита (от 9 до 18 м) в подошве пачки; нижняя — доломитовые мергели, темно-серые, зеленовато-серые с прослоями ангидритов и глинистых доломитов. Мощность свиты составляет 160 м.

Курейская свита — D_1^{kr} — представлена известково-глинистыми аргиллитами бурого, красно-бурого, серого и темно-серого цвета, часто с зеленоватым оттенком. большей частью это однородные породы, в верхней и нижней частях разреза — слоистые, пятнистые. Мощность свиты — 85 м.

Средний отдел сложен разведочинской, мантуровской и макусовской свитами.

Разведочинская свита — D_2^{rz} — представлена зеленовато-серыми и коричневатобурыми слоистыми, иногда листовыми известковисто-доломитовыми аргиллитами, глинистыми мергелями с редкими прослоями известняков, песчанков и гравелитов с фосфоритовыми конкрециями. Породы изобилуют фауной брахиопод, пелеципод, лингул, тептакулитов и рыб. Мощность свиты — 120—140 м.

Мантуровская свита — D_2^{mnt} — устанавливается в западных периферических частях района. В центральных участках геологами Норильской экспедиции она классифицируется как «ангидрито-мергелистая толща» в связи с тем, что занимает положение мантуровской, макусовской и нахозовской свит, в то время как типичные разрезы этих трех стратиграфических единиц здесь отсутствуют или устанавливаются с трудом. Несмотря на огромное количество подсечений ангидрито-мергелистой толщи в северо-западной части месторождения, где интрузия локализуется в ней, более полное представление о мантуровской свите можно получить только по периферическим скважинам района.

Условно мантуровская свита подразделяется на две пачки: нижнюю — красноцветную (пестроцветную) и верхнюю — сероцветную.

Красноцветная (пестроцветная) пачка состоит из темно-вишневых, коричневатокрасных и реже зеленых мергелей с редкими прослоями глинистых пелитоморфных доломитов и ангидритов (5—10%). Мощность пачки — 50—80 м.

Сероцветная пачка сложена темно-серыми и зеленовато-серыми мергелями, переслаивающимися с прослоями и пластами ангидрита, изредка доломита (в верхней части разреза). Коэффициент ангидритонасыщенности колеб-

лется от 10 до 70% (средний 40—50%). Мощность пропластков ангидрита варьирует от первых сантиметров — десятков сантиметров до 2—3 м, в единичных случаях 5—10 м.

Мощность свиты равна 140—190 м, но в ядре и крыльях флексурной приразломной складки уменьшается до 80—100 м и менее.

Тектоника района и формирование талнахских интрузий в значительной мере усложнили разрезы среднего и верхнего девона. Для наиболее пластичных пород при одностороннем давлении и значительном (относительно) прогреве происходил отток масс пород из напряженных участков антиклинальных частей в «ослабленные» — синклинальные.

Пластический отток материала приводил в ряде случаев к выведению из разреза отдельных горизонтов пород и свит (макусовская, накохозская и частично каларгонская и мантуровская). Пласты ангидрита по ослабленным зонам, трещинам интрузируют в вышележащие известняки, образуя структуры вдавливания. Известняки и доломиты каларгона, «сползая» по крыльям антиклинали, брекчируются и в синклинальных частях дают увеличение мощности. В напряженных приразломных участках также отмечается уменьшение мощности пород.

Макусовская свита — D_2^{mks} — представлена кремово-серыми глинистыми, известковистыми доломитами. Мощность свиты 15—35 м. В ряде случаев она выпадает из разреза (см. выше).

Верхний отдел слагают две свиты: накохозская и каларгонская. В пределах района локализации талнахских интрузий, по изложенным выше обстоятельствам (развитие метасоматитов, пластические деформации), мощность каларгонской свиты широко варьирует, а накохозская свита устанавливается с трудом.

Накохозская свита — D_3^{nk} — сложена зеленовато-серыми и красновато-бурыми глинистыми мергелями и аргиллитами с редкими прослоями ангидрита и гипса. Мощность свиты 30—35 м.

Каларгонская свита — D_3^{kl} — представлена серыми и темно-серыми глинистыми доломитистыми известняками и глинистыми известковистыми доломитами, участками кавернозными, иногда брекчированными. Мощность свиты колеблется от 26 до 120 м. Вдоль замковой части флексурной приразломной складки отложения свиты отсутствуют, и породы тунгусской серии ложатся непосредственно на отложения среднего девона. В общем плане участка с запада на восток мощность свиты уменьшается до полного выпадения из разреза (см. рис. 4).

Тунгусская серия $C_3—P_2$

На осадках девона с угловым и стратиграфическим несогласием залегает комплекс угленосных терригенных отложений тунгусской серии верхнекарбонového и пермского (P_{1-2}) возраста (см. рис. 3, 4). Выход пород тунгусской серии под четвертичные отложения, подобно каларгонским отложениям, имеет серповидный контур, подчеркивая тем самым мульдообразное строение участка. Мощность свиты колеблется от 105 до 275 м, в среднем 80—200 м.

По литологическому составу, фауне и комплексам растительных остатков тунгусская серия ($C_3—P_2$) подразделяется на две толщи, которые, в свою очередь, расчленяются на ряд свит:

Верхняя толща (P_2)	Нижняя толща ($C_3—P_1$)
амбарнинская	далдыканская
кайерканская	руднинская
шмидтинская	

Руднинская свита — ($C_3—P_1$)rd — представлена алевролитами, аргиллитами и в меньшей степени мелкозернистыми песчаниками. В верхней части разреза встречаются прослои сахаровидного кварцевого песчаника.

Переходы пород постепенные, часто отмечаются тонкая ровная, участками перистая слоистость (прибрежно-морского типа) и волноприбойные знаки.

Мощность свиты колеблется от 40 до 105 м, средняя — около 60 м.

Далдыканская свита — $(C_3-P_1)^{d1}$ — сложена алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и алевролитами с пластами углей. В нижней части разреза отмечаются прослойки мелкозернистых песчаников. Слоистость пород подчеркивается углефицированным растительным детритом. В породах встречаются пиритовые и сидеритовые конкреции. Мощность свиты 20—45 м, средняя — 40 м.

Шмидтинская свита — P_2^{ch} — представлена алевролитами, аргиллитами и мелко-среднезернистыми песчаниками, встречаются пиритовые, сидеритовые и кальцитовые конкреции. Мощность свиты 25—60 м, средняя — 40 м.

Кайерканская свита — P_2^{kr} — сложена циклическим чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Песчаники кварц-полевошпатового состава, слабо отсортированные, с мелкой галькой, прослоями гравелитов, конгломератов. Слоистость — косая. Часты случаи фациального замещения пластов углей углистыми аргиллитами. Мощность свиты 20—50 м, средняя — около 40 м.

Амбарнинская свита — P_2^{amb} — представлена средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, реже алевролитов и аргиллитов. В верхней части в песчаниках отмечается примесь туфогенного материала (туффиты).

Мощность свиты в пределах участка не превышает 15 м и отмечается только в его северной части.

Туфолавовая толща (P_2-T_1)

На размытой поверхности тунгусской серии залегает мощная толща туфолавовых образований пермотриаса, состоящая из ивакинской, сыверминской, гудчихинской, надеждынской и частично моронговской свит (см. рис. 3, 4).

Возраст эффузивов устанавливается по аналогии с другими разрезами Норильского района и принимается: ивакинская свита — P_2 , сыверминская и гудчихинская — (P_2-T_1) , надеждынская и моронговская — T_1 .

Ивакинская свита — P_2^{iv} . В подошве залегают туфобрекчии с туфами и туффитами. Мощность этих образований колеблется от 0 до 21 м. Выше по разрезу располагаются последовательно покровы титан-авгитовых (17 м), лабрадоровых (54 м) и двуполевошпатовых (46 м) базальтов. Количество потоков для каждой разновидности базальтов меняется в определенных пределах.

В верхней части покровов базальтов различного типа иногда встречаются маломощные горизонты туфов или туффитов.

Средняя мощность свиты — 128 м.

Сыверминская свита — $(P_2-T_1)^{sw}$ — представлена 9—12 потоками толентовых базальтов микропойкилоофитовой структуры, обуславливающей мелкогорошчатый облик породы (табл. I, I—4)*. Иногда в кровле отмечается маломощный горизонт туффита. Мощность свиты 80—160 м, средняя 120 м.

Гудчихинская свита — $(P_2-T_1)^{gd}$ — состоит из гломеропорфировых (1—2 потока), порфировых (4—5 потоков) и пикритовых (2—3 потока) базальтов. Порфировые выделения представлены у первых плагиоклазом размером до 1—1,5 см, у вторых — плагиоклазом, пироксенем и оливинам. Количество оливина в пикритовых базальтах колеблется в широких

* Здесь и далее для иллюстраций, помещенных в Приложении, дается ссылка на таблицу (римские цифры) и порядковый номер фотографии в ней (арабские цифры).

Таблица 2

Результаты некоторых химических анализов базальтов гудчихинской, сыверминской и ивакинской свит Талнахского участка, вес. % (по данным Ю. П. Томановской, 1964 г.)

Окислы	Номер анализа								
	1207	1208	1209	1210	1211	1212	1213	1214	1215
SiO ₂	45,55	43,86	49,40	48,37	49,91	52,72	54,25	50,16	49,65
TiO ₂	0,80	0,80	1,73	1,46	1,82	2,44	2,49	1,48	1,98
Al ₂ O ₃	6,76	6,76	15,84	16,83	15,94	13,39	12,50	14,75	15,08
Fe ₂ O ₃	4,02	5,02	4,29	4,64	5,18	8,25	4,90	4,10	5,12
FeO	9,52	8,45	6,49	5,13	4,26	5,66	8,05	6,10	9,12
MnO	0,19	0,19	0,12	0,13	0,14	0,20	0,22	0,14	0,19
MgO	20,58	22,37	6,68	7,19	5,53	2,71	2,45	6,29	7,20
CaO	5,75	6,01	10,52	10,97	10,96	6,20	6,58	8,44	7,21
Na ₂ O	0,66	0,76	2,72	2,45	2,56	3,44	3,60	2,40	3,35
K ₂ O	0,14	0,25	0,83	0,62	1,09	2,73	3,03	1,07	1,84
P ₂ O ₅	0,09	0,02	0,14	0,18	0,20	1,03	1,03	0,18	0,81
П. п. п.	6,15	6,28	1,78	2,48	2,75	1,31	0,96	5,04	1,24
Сумма	100,21	100,44	100,53	100,44	100,34	100,11	100,06	100,15	100,09

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	1,5	1,8	7,3	6,5	7,4	11,7	12,3	7,2	9,8
<i>c</i>	3,4	3,0	7,1	8,4	7,3	3,2	2,2	6,8	4,9
<i>b</i>	46,8	49,3	27,4	27,2	25,0	21,9	21,9	25,0	28,8
<i>s</i>	48,3	45,8	58,3	58,0	60,2	63,1	63,6	64,0	56,5
<i>f'</i>	24,9	22,9	36,8	34,0	35,5	58,5	54,8	39,5	44,6
<i>m'</i>	68,6	69,6	41,8	46,2	38,6	21,3	18,8	44,6	42,9
<i>c'</i>	6,5	74,0	21,4	19,8	25,9	20,2	26,4	15,9	12,5
<i>n</i>	87,8	82,2	83,3	85,7	78,1	65,7	64,4	77,3	73,4
<i>φ</i>	6,8	7,9	13,6	15,0	18,3	32,7	19,0	14,7	1,5
<i>t</i>	1,3	1,4	2,6	2,2	2,7	3,4	3,3	2,2	2,9
<i>Q</i>	-9,9	-15,0	-5,1	-5,4	-1,8	-0,6	-0,4	+1,0	-11,4
<i>a/c</i>	0,45	0,62	1,03	0,77	1,02	3,60	5,57	1,06	1,98
<i>f/m</i>	0,36	0,33	0,88	0,74	0,92	2,75	2,90	0,88	1,04
<i>α</i>	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,6	0,7	0,3	0,5
<i>F'</i>	26,4	24,5	46,5	42,1	47,5	73,0	74,0	46,6	50,6

Примечание. 1207, 1208 — пикритовый базальт; 1209 — порфировый; 1211 — толеитовый; 1212, 1213 — двушпатовый; 1214 — лабрадорный; 1215 — титан-авгитовый базальт.

$$\alpha = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \text{ мол. \%}; \quad F = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \times 100 \text{ мол. \%}.$$

Структурные особенности главнейших типов эффузивов, как и их общий вид под микроскопом, представлены на табл. I (I-4) Приложения.

Помимо эффузивных образований в районе широко развиты интрузии долеритов, недифференцированных и слабодифференцированных габбро-долеритов. Слабая обнаженность участка позволяет определить для одних типов интрузивных образований только нижние возрастные пределы по положению во вмещающей осалочной толще, а для других — по аналогии с подобными массивами Норильского района. По ряду свойств представляется возможным выделить пять основных типов интрузий (см. рис. 3, АА):

1. Недифференцированные интрузии титан-авгитовых и порфировых долеритов.

2. Недифференцированные интрузии пойкилофитовых долеритов.

Результаты некоторых химических анализов основных типов слабодифференцированных и недифференцированных интрузий Талнахского участка, вес. %

Оксиды	Номер анализа					
	234	10	426	427	211	625
SiO ₂	46,16	45,02	45,42	40,78	43,16	48,62
TiO ₂	1,78	0,98	2,86	1,22	3,80	0,88
Al ₂ O ₃	15,66	15,37	15,00	15,76	13,85	15,40
Fe ₂ O ₃	3,11	3,57	4,49	1,00	2,11	2,15
FeO	11,24	7,83	9,45	10,38	13,13	8,83
MnO	0,22	0,23	0,25	0,29	0,28	0,15
MgO	6,50	8,41	4,07	4,19	4,78	9,89
CaO	11,32	12,06	9,18	9,08	8,52	7,50
Na ₂ O	1,59	2,30	2,20	1,95	2,63	2,14
K ₂ O	0,63	1,11	1,56	0,99	1,94	2,03
H ₂ O	—	—	0,33	0,26	0,16	—
Cr ₂ O ₃	—	0,035	0,001	0,012	0,002	0,007
P ₂ O ₅	—	0,30	1,45	0,44	1,75	0,12
П. п. н.	—	2,50	3,19	12,68	3,18	2,63
S	0,63	0,33	0,33	0,37	0,09	0,30
Сумма	98,88	100,61	99,77	99,30	99,44	100,44
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>						
<i>a</i>	4,6	6,7	7,9	7,0	9,2	7,8
<i>c</i>	8,6	7,0	6,8	9,3	5,2	6,6
<i>b</i>	31,1	33,8	27,3	26,0	30,0	28,9
<i>s</i>	55,8	52,3	58,0	57,7	55,5	56,7
<i>f'</i>	45,1	34,7	51,0	51,1	51,0	36,2
<i>m'</i>	36,6	42,2	27,0	33,0	29,0	44,4
<i>c'</i>	18,3	23,0	22,0	16,0	20,0	19,4
<i>n</i>	79,3	75,5	7,0	71,1	67,4	61,6
<i>φ</i>	8,8	9,2	15,0	4,0	6,4	6,4
<i>t</i>	2,8	1,6	4,5	2,2	6,3	1,3
<i>Q</i>	-6,1	-15,6	-5,6	-7,9	-12,2	-8,6
<i>a/c</i>	0,5	0,9	1,1	0,8	1,7	1,2
<i>F</i>	68,7	57,5	77,3	73,1	76,2	52,5

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ КГУ. Слабодифференцированные интрузии габбро-долеритов из туфолововой толщи: 234 — пойкилоофитовый габбро-долерит; 10 — оливиновый габбро-долерит. Силлы долеритов из тунгусской серии: 426 — титан-авгитовый; 427 — афгитовый; 211 — титан-авгитовый. Недифференцированные интрузии из толщи девона; 625 — пойкилоофитовый габбро-долерит.

3. Слабодифференцированные интрузии оливиновых габбро-долеритов.

4. Дифференцированная Нижнеталнахская интрузия*.

5. Дифференцированная Верхнеталнахская интрузия.

Интрузии титан-авгитовых и порфировых долеритов представляют собой хорошо пространственно выдержанные по мощности пластовые тела, локализующиеся в угленосных терригенных отложениях тунгусской серии. Они достаточно широко развиты на исследованной площади, хорошо картируются и легко диагностируются обычными геологическими методами. Краевая фация их представлена собственно тахилитами — стекловатыми породами, часто осветленными и кальцитизированными на контакте с пластами углей.

Недифференцированные интрузии пойкилоофитовых долеритов распространены незначительно. Это маломощные (5—30 м), чаще всего пластовые или пологосекущие тела без заметных следов дифференциации. Долериты локализируются в девонских отложениях и имеют характерный горошчатый облик. Они особенно сходны с краевыми фациями и апофизами дифференцированных интрузий.

Слабодифференцированные интрузии оливиновых габбро-долеритов по морфологии и составу не отличаются от инвазий-апофиз дифференцированной интрузии. Форма тел преимущественно пластовая, пологосекущая, реже дайкообразная.

* Нахождение в районе Талнаха двух дифференцированных интрузий, расположенных одна под другой, послужило причиной называть лежащее гипсометрически выше магматическое тело Верхнеталнахской, а ниже — Нижнеталнахской интрузиями. В следующих разделах работы Верхнеталнахскую рудоносную дифференцированную трапповую интрузию для упрощения мы будем называть Талнахской интрузией, под этим названием она известна в геологической литературе.

Интрузии локализуются в эффузивной толще, мощность их колеблется от 10 до 50 м. Наиболее распространенной разновидностью пород является мелко-, реже среднезернистые габбро-долериты с переменным содержанием оливина, иногда с мелкими вкрапленниками сульфидов. В наиболее мощных телах отмечается слабая дифференциация, выражающаяся в увеличении вниз по разрезу количества оливина и в появлении в верхних частях безоливиновых, иногда кварцсодержащих разностей.

Некоторое представление о химизме выделенных выше типов интрузий габбро-долеритов Талнахского участка, не относящихся к разряду полностью дифференцированных, можно получить из табл. 3.

Характеристика талнахских дифференцированных интрузий приводится далее и представляет основное содержание данной работы.

2. Особенности тектоники района

Дифференцированные рудоносные интрузии северо-запада Сибирской платформы располагаются в пределах зон северо-северо-восточного простирания шириной 20—25 км, совпадающих с Норильской, Имамгдинской и Фокинской зонами разломов на территории Еписейского рудного поля (Урванцев, 1958, 1960). Первая из этих зон охватывает рудоносные интрузии Норильск-I, Норильск-II, Талнахскую и массивы г. Черной, Моронго и Нижнеталнахский. Приуроченность интрузий к субмеридиональным тектоническим зонам, которые хорошо картируются и имеют значительную протяженность, послужила причиной отнесения этих зон к магмоподводящим и рудоконтролирующим структурам. Наряду с этим часть исследователей отводит особо важную роль широтным расколам, которые представляют собой сквозьструктурные проявления глобального тектогенеза (Шейнманн, 1961; Иванов, 1968) и по которым, вероятно, происходили трещинные излияния и внедрения магматического расплава. Существует мнение (Горяинов, 1968), подтвержденное нашими наблюдениями, что дислокации по субмеридиональному Норильско-Хараелахскому разлому распространяются на породы чехла. Севернее Талнаха, по-видимому, существует более молодая широтная тектоническая зона, плохо картируемая, но явно вызванная расколами в фундаменте, откуда и происходило внедрение магматического расплава. Морфология ветвей Талнахской рудоносной и Нижнеталнахской дифференцированных интрузий, как будет видно ниже, подтверждает это предположение.

Талнахская рудоносная дифференцированная интрузия приурочена к зоне пересечения Норильско-Хараелахским глубинным разломом юго-западного крыла Хараелахской мульды на участке ее сочленения с антиклинальной структурой р. Норилки (см. рис. 2, 3).

Породы Хараелахской мульды на южном фланге имеют северо-западное простирание от 290° в восточной части до 320° в западной, с пологими углами падения (до $8-10^\circ$) к северо-востоку, к центральной части мульды. В крайней южной части мульды, в связи с переходом ее в антиклинальную структуру р. Норилки, углы падения пород вышоложиваются до $3-4^\circ$. В пределах Талнахской интрузии система пересекающихся дизъюнктивных нарушений образует тектонические блоки, падение пород в которых порою меняется до обратного.

Норильско-Хараелахский глубинный разлом приурочен к линии максимального прогиба центриклинального замыкания мульды и совпадает с простиранием структуры. Он сопровождается большим количеством различно ориентированных оперяющих дизъюнктивных нарушений, главные из которых система западных сбросов * и сбросы р. Хараелах,

* Здесь и далее при описании структуры района мы используем терминологию и представления, принятые норильскими геологами (В. Ф. Кравцов и др., 1971) с некоторыми добавлениями и уточнениями авторов.

веерообразно расходящиеся с севера на юг. В клинообразном промежутке между ними устанавливаются крупные чешуйчатые сбросы. Система западных сбросов образует с Главным тектоническим швом Норильско-Хараелахского разлома наиболее крупный тектонический элемент района — Центральный грабен, или Талнахский грабен по Г. Д. Маслову (Нестеровский и др., 1964) (см. рис. 3, АА). Кроме основных дизъюнктивных нарушений, амплитуда которых по простиранию может меняться от первых десятков до сотен метров, имеется множество крутопадающих (60—80°) малоамплитудных (до нескольких десятков метров) оперяющих сбросов, плоскости сместителей которых направлены в сторону Центрального грабена.

Строение Талнахской интрузии, как, впрочем, и многих других в Норильском районе, во многом обусловлено расположением ее в зоне Норильско-Хараелахского глубинного разлома, вдоль которого неоднократно происходили тектонические подвижки, породившие множество оперяющих сбросов, приразломных складок и определившие сложное мозаично-блоковое четковидное строение интрузии.

Характерной особенностью дислокаций района является то, что их разрывной характер отчетливо проявляется и улавливается только в верхней части стратиграфического разреза, представленной некоМПетентными породами эффузивного комплекса. При переходе тектонических нарушений в нижележащие горизонты (породы тунгусской серии, являющиеся более пластичными по сравнению с базальтами), они уже не проявляются так четко, как в верхней части. В отложениях девона фиксируются только крупные нарушения в виде флексурных складок. В районе распространения Талнахской интрузии породы вмещающей толщи в стратиграфическом разрезе располагаются в порядке увеличения их пластических свойств сверху вниз по колонке от базальтов, через песчаники, алевролиты, аргиллиты к известнякам, доломитам, мергелям и ангидридам (см. рис. 4). Помимо прочего, этот фактор предопределил своеобразное проявление тектонических дислокаций: переход из пликативных в дизъюнктивные снизу вверх по разрезу. В связи с основным проявлением дизъюнктивной тектоники в туфолоавовой толще возраст большинства нарушений определяется как нижнетриасовый. Кроме того, по отношению ко времени внедрения рудоносной дифференцированной интрузии дислокации разделяются на доагматические, синагматические и постагматические, которые в данной работе специально не разбираются.

Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома является основной тектонической единицей района Талнахской интрузии. Он протягивается в субмеридиональном направлении и сопровождается множеством мелких нарушений. Для разлома устанавливается опускание его западного крыла, амплитуда смещения которого варьирует в широких пределах (от 300 до 10 м). В северной части района разлом нередко улавливается только по мощной зоне дробленых пород. Несоответствий в гипсометрических отметках свит, маркирующих горизонтов и подошвы — кровли интрузива из различных блоков здесь не отмечается. Более того, сбросовые смещения в ряде случаев переходят во взбросовые. Этот дизъюнктив относится к древним «долгоживущим» нарушениям, периодически активизирующимся в различные геологические эпохи, о чем свидетельствуют несоответствия в мощностях отдельных горизонтов пород западного и восточного крыльев разлома.

Система западных сбросов грабена прослеживается субпараллельно главному тектоническому шву разлома на запад от него (см. рис. 3). Она проявляется в виде двух смежных сбросовых нарушений, круто падающих на восток и ограничивающих совместно с Главным швом разлома Центральный грабен. Амплитуда смещения

зажатого между сбросами клиновидного блока в отдельных случаях достигает первых сотен метров.

Западные сбросы зародились еще в домагматическое время как система, компенсирующая подвижки по Главному шву разлома. С глубиной они переходят в падающую в сторону разлома флексурную складку, которая прослеживается субпараллельно ему. Сбросы отчетливо устанавливаются в базальтах и являются выражением глубинной флексурной складки в жестких приповерхностных породах туфолаковой толщи.

Центральный грабен (Талнахский грабен), образованный Главным швом Норильско-Хараелахского разлома и системой западных сбросов, как установлено норильскими геологами, сам по себе представляет сложнопостроенный тектонический блок, изобилующий малоамплитудными нарушениями (см. рис. 3). В грабене, при сохраняющейся последовательности напластования пород, постоянно вскрываются более высокие горизонты стратиграфического разреза.

Западный и Восточный сбросы р. Хараелах располагаются в нескольких километрах к западу от Центрального грабена (см. рис. 3, АА). Амплитуда смещений по сбросам достигает 100—120 м, опущены юго-восточные крылья. Севернее эти сбросы сливаются с Главным швом разлома. В плане района участок замыкания Хараелахской мульды оказывается осложненным на востоке Центральным грабеном, а на западе — сбросами р. Хараелах и представляет собой клиновидный выступ, направленный на юго-запад (см. рис. 3).

Чешуйчатые сбросы устанавливаются в указанном выше клиновидном участке (см. рис. 3, ВВ, ВВ). Эти сбросы классифицируются талнахскими геологами как «трещинно-блоковые структуры проседания», однако явления проседания, судя по имеющимся материалам, не устанавливаются, а упомянутые структуры имеют вид чешуйчатых сбросов с «поленообразным» характером расколов. Дизъюнктивы, образующие эти структуры, имеют субширотную ориентировку. В меридиональном разрезе они представляют собой асимметричные клинья («поленообразные» расколы) с пологим (20—40°) северным и крутым (70—80°) южным боргами (см. рис. 3). Внутри блоков амплитуда смещения пород достигает 130—200 м, а углы падения пород составляют 20—40°.

Интересно, что направление движения магматического расплава совпадает с нормалью к простиранию сместителей чешуйчатых сбросов. Морфология блоков (северный сместитель — пологий, южный — крутой) и элементы залегания находящихся в них пород свидетельствуют о субмеридиональном направлении напряжений, послуживших причиной их образования. Это подтверждается и сдвиговым смещением, проявившимся в выдвигании в долину р. Норилки (юго-восточное направление) блока базальтов, который ограничивается тектоническим нарушением, совпадающим с подножием гряды Лесной. В северной части района прослеживается еще одна крупная структура этого типа, но со смещением к центру мульды. Эта структура характеризуется малым нарушением в залегании базальтов и ограниченным горизонтальным смещением.

Оперяющие сбросы проявляются в виде тектонических нарушений второго порядка по отношению к Центральному грабену и сбросам р. Хараелах. Больше всего они развиты в непосредственной близости от системы западных сбросов и Главного тектонического шва. Амплитуда сбросов обычно не превышает 20—30 м.

Наряду с дизъюнктивными нарушениями в районе Талнахской интрузии устанавливаются и пликативные дислокации (см. рис. 3). В зонах основных дизъюнктивных нарушений в зависимости от их масштабов повсеместно фиксируются узкие линейные приразломные складки либо более крупные флексурные перегибы. Крупные дизъюнктивы в некомпетентных породах туфолаковой толщи сопровождаются серией ступенчатых микросбросов, в компетентных — пластическими деформациями.

ПЕТРОЛОГИЯ ТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

ГЛАВА II

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

1. Морфология интрузии

Талнахская трапцевая интрузия приурочена к зоне пересечения Норильско-Хараелахским глубинным разломом Хараелахской мульды. Интрузия имеет форму четковидной вогнутой пластины с раздувами и пережимами. С юга на север она полого погружается от подошвы эффузивов пермтриаса к мергелям и аргиллитам нижнего девона, пересекая кремнекислые терригенные отложения тунгусской серии, карбонатные и карбонатно-глинистые сульфатоносные осадки верхнего и среднего девона (см. рис. 3, ББ). В строении интрузии норильскими геологами выделены следующие ветви: Юго-западная, Центральная и Северо-восточная, локализирующиеся в отложениях тунгусской серии, Северо-западная (Хараелахская) и Лесноозерская — в породах девона (Кравцов и др., 1971). Мы придерживаемся иного представления о разделении интрузии на ветви. Исключая из описания Лесноозерскую ветвь, по которой еще мало материала, интрузив подразделяем по признакам морфологической самостоятельности, особенностей внутреннего строения, а также для удобства описания на Юго-западную * и Северо-восточную (Ю.-з. и С.-в.) ветви, залегающие в толще тунгусской серии, Северо-западную (С.-з.) и самостоятельную Хараелахскую ветви, располагающиеся в осадках девона (см. рис. 3, АА). Разделению интрузии на ветви способствовала сложная структурно-тектоническая обстановка района локализации массива, а границы ветвей в еще монолитной северной части интрузии уже намечаются вдоль утонений магматического тела, приуроченных к зонам крупных тектонических нарушений: Норильско-Хараелахскому разлому, системе западных сбросов и сбросам р. Хараелах (см. рис. 3, АА). Интрузивные ветви имеют веерообразное расположение с кулисообразным захождением одной за другую в отдельных случаях. К настоящему времени наиболее хорошо изучены четыре указанные ветви.

Интрузивные ветви имеют раздувы и пережимы. Последние являются соединительными проводниками-апофизами и представлены, как правило, недифференцированными оливинсодержащими габбро-долеритами. В отдельных случаях происходит разрыв сплошности интрузива с образованием «оконов» — монолитов осадочных пород, которые интрузия огибает, оставляя в своем контуре. Мощности интрузивных ветвей в своих наиболее полных разрезах близки между собой и составляют 220—250 м. Проводники-апофизы отмечаются либо в виде инъекций мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—3 м каждый (общая мощность около 5—15 м), либо как массивные тела мощностью 10—50 м. В наибо-

* Включает в себя Юго-западную и Центральную ветви в понимании норильских геологов.

лее мощных проводниках-апофизах устанавливается слабая дифференциация.

Основные особенности морфологии Талнахской интрузии изображены на схематизированной блок-диаграмме, приведенной нами ранее (Золотухин, Рябов, 1969). Некоторое представление о морфологии массива можно получить из рис. 3, на котором видно, что в крайней северной части интрузив представляет собой пластинообразное тело со слабо выраженными раздувами. Уменьшение мощности интрузии здесь соответствует апикальной части антиклинальной приразломной складки, переходящей к югу во флексуру. Это утонение следится над флексурой и над большей частью ее продолжения к югу. Уже в северной части интрузии устанавливаются три четковидных раздува, которые прослеживаются далеко к югу и которые уже здесь намечают положение трех ветвей интрузии — С.-з., С.-в. и Ю.-з., разделяющихся в ее средней и южной частях. Благодаря интенсивному уменьшению мощности в средней части интрузива от основного его тела отделяется С.-в. ветвь. Затем к югу после некоторого местного утолщения перемычки между «четками» С.-з. и Ю.-з. ветвей пока объединенной части интрузии следует участок интенсивного ее утонения и, наконец, отделения Ю.-з. ветви от С.-з. Уходящая на юг уже самостоятельная Ю.-з. ветвь сохраняет свою сложную конфигурацию, определившуюся еще ранее, поскольку и здесь она попадает в зону интенсивной флексуры, переходящей далее в зону грабена со смещением блоков самой интрузии на крайнем юге. С.-з. ветвь интрузии через флексуроподобный перегиб переходит в Хараелахскую ветвь. Постмагматические тектонические подвижки нередко нарушают сплошность магматического тела. Наиболее отчетливо это проявляется в зоне сочленения Ю.-з. и С.-з. ветвей, где первая оказывается смещенной гипсометрически выше второй (см. рис. 3, ГГ). С другой стороны, подробность пород в зонах основных тектонических нарушений приводит к интенсивной метасоматической переработке субстрата, что также затуманивает первоначальную сплошность магматического тела.

Бортовые части интрузивных ветвей при наличии экранов, которыми могут служить плоскости сместителей дизъюнктивов, породы повышенной плотности и участки с напряженными структурами, имеют крутой серповидный характер выклинивания, а при отсутствии их напоминают структуру «конского хвоста», обладают щепящимся строением. Инъекции-апофизы представлены недифференцированными габбро-долеритами и макроскопически не отличаются от силлов безрудных интрузий. В то же время известны случаи инъекций отдельных дифференциатов, которые развиваются в поле Талнахского интрузива.

В субмеридиональном разрезе Талнахская интрузия не представляет собой однородного по мощности тела, а имеет раздувы и пережимы, как и в субширотном разрезе (см. рис. 3, ББ). Утонения интрузива связаны с напряженными участками рамы (антиклинальные складки, флексуры и т. п.) и обрушением вмещающих пород кровли, происходящим в синмагматический этап формирования интрузива (см. рис. 3, ДД). Линия подошвы интрузива при этом сохраняет свой гипсометрический уровень, согласующийся с положением его в соседних, недислоцированных участках интрузива, в то время как линия кровли резко изменяет свое положение.

В плане района ветви Талнахского интрузива представлены языками, веерообразно расходящимися от единого тела и разделяющимися между собой только в своих краевых частях (см. рис. 3). Наиболее выдвинутой на юг оказывается Ю.-з. ветвь, далее на север идут С.-в., С.-з. и Хараелахская ветви. Ю.-з. и С.-в. ветви находятся в одном стратиграфическом горизонте, но в результате тектонических подвижек во фронтальной части оказываются разобщенными. Гипсометрическое несоответствие этих ветвей в южной части интрузива достигает 150—250 м. На шпроте оз. Кыл-

лах-Кюёль это несоответствие исчезает и ветви соединяются проводником-апофизом, мощность которого в северном направлении увеличивается, и в районе руч. Скалистого они представляют собой уже единое тело (см. рис. 3). С другой стороны, на северо-западе участка языки С.-з. и Хараелахской ветвей также сливаются и образуют магматическое тело, состоящее только из двух четок.

Юго-западная ветвь в субширотном разрезе имеет близкую к изометричной чашеобразную форму, которая наиболее четко проявляется в центральной части Талнахского интрузива. Морфология ветви с крутыми серповидными бортами предопределена присутствием здесь крупных дизъюнктивов (см. рис. 3). Ю.-з. ветвь, находящаяся в Центральном грабене, представляет собой грубообразное тело и нередко именуется как Центральная ветвь (Суханова, 1967). В субширотных разрезах ветви устанавливается локальный мульдообразный прогиб ложа интрузива, который следует по падению интрузива. В южной части морфология Ю.-з. ветви усложняется синмагматическими тектоническими подвижками вдоль системы западных сбросов. В результате этого магматическое тело оказалось разбитым на три блока: западный, промежуточный и восточный (см. рис. 3, ГГ). Блоки соединяются между собой инъекциями отдельных дифференциатов (пикритовых, оливниновых или безоливниновых габбро-долеритов) либо оказываются разобщенными значительными по амплитуде перемещениями с разворотом блоков. В северном направлении Ю.-з. ветвь полностью перемещается за пределы системы западных сбросов в область Центрального грабена (Центральная ветвь) и представляет собой уже моноплитное тело (см. рис. 3, АА).

Северо-восточная ветвь имеет корытообразную форму с пологим падением в северном направлении. В субширотных разрезах отчетливо проявляется линзовидная форма тела с субгоризонтальной кровлей и близкой к симметричному уменьшению мощности от центра к периферии (см. рис. 3, АА). В южной части интрузива С.-в. ветвь проявляется в виде языка, разобщенного с Ю.-з. ветвью. В северном направлении ветви сближаются по широте оз. Кыллах-Кюёль соединяются тонким проводником, мощность которого в этом направлении постепенно возрастает. На широте руч. Скалистого Ю.-з. и С.-в. ветви представляют единое тело. В южной части С.-в. ветви, подобно Ю.-з., устанавливается обрушение кровли, которое привело к нарушению моноплитности тела. Интрузив в этой части имеет резкое утонение с выпадением верхних дифференциатов и образованием метасоматической псевдобрекчи по оставшимся габбро-долеритам. В субмеридиональном направлении вытягивается локальное переуглубление ложа интрузива. Именно эта (С.-в.) ветвь может рассматриваться в качестве классического случая «вставленного» характера интрузива во вмещающие породы. Это проявляется прежде всего в субпараллельном расположении границ свит свежих осадочных пород, находящихся в кровле и подошве интрузива, и выпадении части разреза вмещающих пород (Нестеровский и др., 1964; Рябов, Соколова, 1970₁). Бортовые части ветви на юге имеют тупое выклинивание с резким воздыманием подошвы интрузива. В северной части восточный борт сохраняет серповидный характер, а западный, как отмечалось, через местное утонение (проводник) соединяется с Ю.-з. ветвью.

Северо-западная ветвь в широтных разрезах представляет собой изогнутую пластину, подошва которой повторяет элементы залегания вмещающих пород. Восточный борт ветви находится в сводовой части антиклинальной приразломной складки и имеет щепящееся строение. Мощность отдельных апофиз колеблется от 0,5—5 до 7—10 м (общая их мощность 10—30 м). На запад от складки увеличивается мощность интрузивной ветви. В зоне перехода от крыльев складки к седловине происходит локальное резкое увеличение мощности интрузива и некоторое уменьшение ее далее на запад, где сохраняется постоянная мощность

тела (см. рис. 3, АА). В южной части С.-з. ветви устанавливается ее апофиз, согласно повторяющийся приразломную антиклинальную складку и кулисообразно заходящий под Ю.-з. (центральную ее часть) и С.-в. ветви. За исключением описанного выше случая, восточный борт С.-з. ветви следует по системе западных сбросов, а западный — по выклиниванию и флексурному перегибу магматического тела, повторяющему напластование пород в районе сбросов р. Хараелах. Сочленение С.-з. и Ю.-з. ветвей через проводники-апофизы нередко оказывается нарушенным постмагматическими тектоническими подвижками, приводящими к гипсометрическому несоответствию ветвей из разных блоков пород. Тем не менее в северной части Талнахской интрузии это несоответствие исчезает, ветви сливаются в одну и только местное утонение интрузива напоминает о них (см. рис. 3). Особенностью С.-з. ветви является широкое развитие в южной ее части своеобразных псевдобрекчий, которые приурочены к кровельной и в меньшей мере к приподошвенной части интрузива. В кровле эти псевдобрекчи занимают место отсутствующих дифференциатов, а массивная часть интрузива начинается только с богатых оливином габбро-долеритов. В ряде случаев брекчированным оказывается весь разрез интрузива. Брекчия представляет собой обломки магматического материала, сцементированные метасоматитами различного состава, реже псевдотахилитами. Детальное геологическое описание проявлений этих пород мы дадим ниже, в разделе о псевдотахилитах.

Хараелахская ветвь располагается в западном крыле мульды и имеет северо-восточное падение. Интрузия представляет собой пластинообразное тело с линзовидным строением разреза фронтальной части и резким воздыманием подошвы интрузива в бортах (см. рис. 3, АА). Хараелахская ветвь полого сечет отложения мантуровской и разведочнической свит, погружаясь до пород курейской свиты, иногда захватывая и их. Здесь так же, как и в С.-в. ветви, проявляется «вставленный» характер интрузива с субпараллельным расположением границ выше- и нижележащих свит и горизонтов (подошва макусовской свиты — сверху, границы курейской, зубовской свит и силура — внизу) (см. рис. 3, АА). Бортовые части Хараелахской ветви имеют щепящееся строение с крутым воздыманием подошвы интрузива. Сочленение этой ветви с С.-з. происходит вдоль простираения сбросов р. Хараелах проводниками-апофизами, находящимися во флексуре, образующей грабен-синклиналь. Геологи Норильска С.-з. и Хараелахскую ветви склонны объединять в одну, при этом названия отождествляются (Суханова, 1968₁). Действительно, сходство этих ветвей очень велико, как, впрочем, Ю.-з. и С.-в. ветвей и даже всех вместе взятых. Тем не менее, поскольку мы признаем морфологическую самостоятельность Ю.-з. и С.-в. ветвей, то по этому же принципу следует разделить С.-з. и Хараелахскую ветви. Правомочность подобного разделения будет очевидна из последующего описания.

Во фронтальной части Хараелахской ветви, подобно С.-з., широко развиты псевдобрекчии (обломки — магматический материал, цемент — метасоматиты, псевдотахилиты). Горизонты псевдобрекчий имеют большие мощности и нередко составляют весь разрез интрузива или большую его часть (около 180—220 м). Количество брекчированных пород уменьшается от головных частей интрузива к хвостовым, в последних они проявляются спорадически. Эта закономерность характерна и для подобных образований С.-з. ветви. В то же время находки псевдобрекчий устанавливаются по всей периферии (в бортах) Талнахского интрузива.

2. Внутреннее строение интрузии

Строение дифференцированных интрузий Норильского района характеризуется закономерной сменой пород в разрезе магматического тела. Эта особенность была впервые отмечена В. С. Домаревым в 1942 г. для

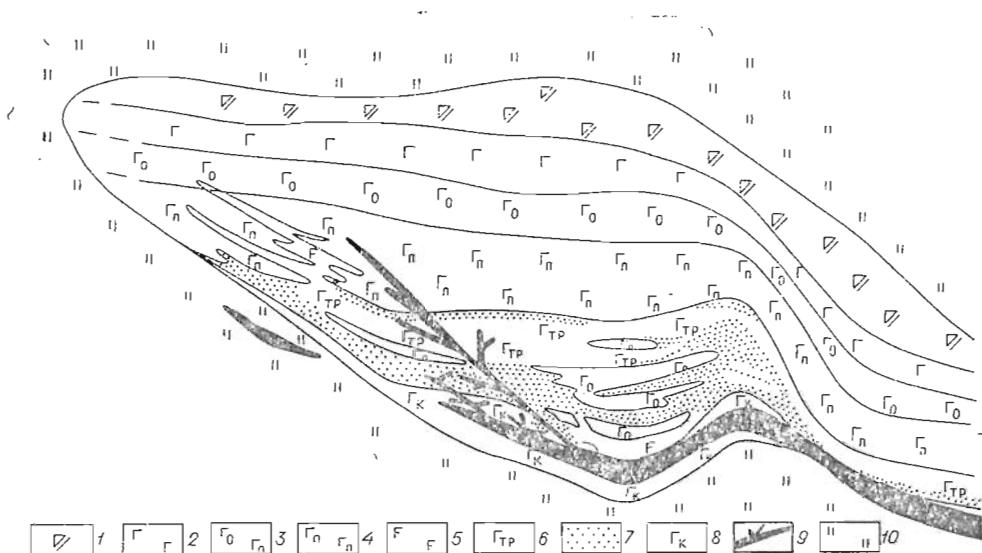


Рис. 5. Схематический разрез, иллюстрирующий положение дифференциатов Юго-западной ветви Талнахской интрузии.

1 — габбро-диорит; 2 — безоливиновый габбро-долерит; 3 — оливиновый габбро-долерит; 4 — пикритовый габбро-долерит; 5 — лейкогаббро; 6 — талнахит (троктолит); 7 — такситовый габбро-долерит; 8 — контактный габбро-долерит; 9 — сульфидная минерализация; 10 — метасоматиты и гибридно-метасоматические образования.

интрузии Норильск-I, в дальнейшем уточнена В. К. Котульским и позже изложена в работах других исследователей. В основу деления пород интрузии по типам положен процесс гравитационного фракционирования кристаллов в магматическом расплаве при формировании массива, который приводит к накоплению оливины в донных дифференциатах. В результате этого образуются дифференциаты с присущими им особенностями структуры, минералогического состава и химизма.

Для Талнахской интрузии тенденция к накоплению оливины в подошве интрузивных тел полностью подтверждается, несмотря на то, что нередко наблюдаются отклонения от общей схемы дифференциации и усложнение ее отдельных моментов. В Талнахской интрузии, подобно ряду дифференцированных трапшовой интрузий северо-запада Сибирской платформы, сохраняется традиционная последовательность смены дифференциатов в разрезе массива сверху вниз: 1 — контактовые габбро-долериты (верхние); 2 — такситовые габбро-долериты (верхние) и лейкократовое габбро; 3 — габбро-диориты и безоливиновые габбро-долериты; 4 — оливинодержащие, оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты; 5 — пикритовые габбро-долериты; 6 — такситовые габбро-долериты (нижние); 7 — контактовые габбро-долериты (нижние) (рис. 5). Кроме того, значительное место в строении периферических частей интрузива занимают псевдотахилиты, впервые для дифференцированных интрузий установленные на Талнахе (Рябов, Золотухин, 1970).

Краевая фация Талнахского интрузива представлена контактными габбро-долеритами. Мощность этих пород не постоянна и изменяется как в продольном, так и в поперечном разрезе интрузива (табл. 4). От центральных к периферическим частям интрузивных ветвей (в субшпротном разрезе) мощность контактовых габбро-долеритов увеличивается. В продольном разрезе с юга на север, от головных к корневым частям, мощность этих пород уменьшается и только в отдельных случаях устанавливаются местные ее повышения, связанные с морфологией тела. Указанные общие положения справедливы для каждой из четырех ветвей. Мощность контактовых габбро-долеритов колеблется от первых десятков сантиметров до нескольких метров, реже десятков метров.

Колебания мощностей отдельных горизонтов и их средние значения для ветвей
Талвахской интрузии, м (Додин, Батуев, 1971)

Породы	Юго-западная ветвь (скв. 148)		Северо-восточная ветвь (скв. 96)		Северо-западная ветвь (скв. 113)	
	колебания мощностей	средние значения	колебания мощностей	средние значения	колебания мощностей	средние значения
Контаминированные и гибридные	0—10,1	?	0—3,1	?	0—14,5	—
Эруптивные брекчи	0—11,9	0,7	0—16,9	0,5	0—6,4	0,1
Лейкократовые габбро	0—21,5	1,7	0—47,3	3,0	0—39,0	3,9
Мегадпориты	0—116,3	17,5	0—98,3	20,7	0—70,5	5,8
Безоливиновые и кварцсодержащие долериты	0—42,7	12,5	0—89,7	30,8	0—93,7	17,6
Оливиновые и оливинсодержащие долериты	0—88,9	21,7	0—90,0	37,4	0—100,2	19,7
Пикритовые, троктолитовые долериты, меланократовые троктолиты, плагноклазовые оливиниты	0—73,5	18,2	0—31,0	13,3	0—52,4	7,1
Такситовые долериты	0—48,3	5,2	0—28,9	8,2	0—36,3	5,6
Контактовые долериты	0—12,9	1,2	0—23,1	3,3	0—29,9	2,6
Интрузия в целом	4,5—212,1	78,7	7,3—215,9	117,2	7,0—262,7	62,4

Значительную трудность в диагностировании пород представляет интенсивная метасоматическая переработка габбро-долеритов. В связи с этим монолитные породы приобретают брекчиевидный облик, где обломки магматического материала «цементируются» метасоматитами различного состава.

Габбро-диориты и безоливиновые габбро-долериты занимают кровельную часть интрузии. Обычно они хорошо вытягиваются в горизонты, мощность которых колеблется от 70—100 м до 0 (см. табл. 4). Наибольшие мощности этих пород приурочены к раздувам интрузивных ветвей, а к бортам магматических тел мощности уменьшаются. Нередко безоливиновые габбро-долериты слагают проводники-апофизы, соединяющие интрузивные ветви.

В периферических частях интрузивных ветвей габбро-диориты (имеются в виду крупнокристаллические породы) отсутствуют, а их место занимают офитовые и пойкилоофитовые средне-мелкозернистые разновидности безоливиновых габбро-долеритов. Последние в ряде случаев ороговикуются, либо их место в разрезе занимают стекловатые породы — псевдотахилиты. В бортовых частях С.-в., С.-з., Хараелахской и в меньшей мере Ю.-з. ветвей отмечается развитие брекчиевидных пород, в которых «обломки» представлены безоливиновыми габбро-долеритами, часто ороговикованными, а «цемент» — псевдотахилитами и метасоматитами. В разрезе интрузивных ветвей с юга на север уменьшается мощность безоливиновых разновидностей габбро-долеритов и увеличивается мощность промежуточной оливинсодержащей разновидности.

Оливиновые габбро-долериты обычно составляют основную массу пород интрузивных ветвей. Мощность их достигает 100—130 м. Эти породы кроме расслоенной серии отмечаются в бортах массива и в соединяющих интрузивные ветви проводниках-апофизах, где часто слагают весь разрез интрузива. Оливин-биотитовые габбро-долериты имеют некоторую специфику в распространении. Это, как известно, промежуточный дифференциат между оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами. В ряде скважин С.-в. ветви отмечены переходы оливиновых габбро-долеритов в пикритовые без оливин-биотитовых промежуточных разновидностей. С другой стороны, в Хараелахской ветви биотиза-

ция габбро-долеритов прослеживается по всему разрезу интрузива. Как было установлено (Рябов, 1969₁), биотизация пород находится в прямой зависимости от проявления основных пегматоидов и руд, которым постоянно сопутствует слюда. В связи с этим обогащенные биотитом габбро-долериты слагают весь разрез фронтальной части Хараелахской ветви.

Пикритовые габбро-долериты слагают выдержанные по мощности горизонты в приподошвенных частях массивов с постепенным увеличением мощности пород в субширотном направлении от периферических частей интрузивных ветвей к центральным. Последние в поперечном сечении интрузива обычно имеют мультислойный прогиб ложа, вытянутый по падению ветви. В Ю.-з. и С.-в. ветвях устанавливаются участки, сложенные одним пикритовыми габбро-долеритами. Мощность этих пород здесь не превышает 5—7 м, и они обычно рассланцованы и интенсивно изменены.

По падению Талнахского интрузива мощность пикритовых габбро-долеритов увеличивается при средней мощности 20—35 м.

В нижних частях горизонта пикритовых габбро-долеритов часто появляются лейкократовые обособления в виде линз и прожилков. Контакт с вышележащими такситовыми габбро-долеритами неровный и резкий. Однородность горизонта пикритовых габбро-долеритов нарушается во фронтальных частях С.-з. и Хараелахской интрузивных ветвей. Здесь эти породы приобретают облик магматической псевдобрекчии. Сверху вниз по «слою» пикритовых габбро-долеритов появляются единичные лейкократовые обособления (до 10 см в поперечнике), переходящие ниже в прожилки последних и далее с глубиной в сеть лейкократовых прожилков, образующих магматическую псевдобрекчию (Рябов, 1969₁). Последняя представлена угловатыми обломками ороговиченных пикритовых габбро-долеритов, сцементированными основными пегматоидами. Количество и размер обломков брекчии в разрезе интрузива уменьшается к центральной части такситового горизонта, где отмечаются только «теневые ксенолиты» пикритовых габбро-долеритов — участки с мелкозернистой структурой. Магматическая брекчия нередко захватывает сразу несколько дифференциатов (Хараелахская ветвь), а горизонты обычных такситов могут отсутствовать, либо такситы встречаются по несколько раз в разрезе интрузива и имеют различный состав. Промежуточные породы между горизонтами такситовых габбро-долеритов в последнем случае соответствуют различным дифференциатам и нередко представлены магматической псевдобрекчией. Минералого-петрографический и химический состав цемента магматической брекчии сильно меняется как в пределах одного штуфа, так и по разрезу интрузива. В связи с этим представляется целесообразным эти породы именовать их общим названием — основные пегматоиды.

Основные пегматоиды в Талнахской интрузии представлены равномернозернистыми (троктолиты, лейкогаббро) и неравномернозернистыми атакситовыми породами (собственно такситовые габбро-долериты).

В центральных частях ветвей Талнахского интрузива подобно другим интрузивам норильского типа основные пегматоиды приурочены к верхней и нижней эндоконтактовым зонам магматических тел. В кровельной части проявляются верхние такситовые габбро-долериты и лейкократовое габбро, а в приподошвенной — нижние такситовые габбро-долериты. В верхней части интрузива основные пегматоиды устанавливаются не повсеместно, нередко они отсутствуют, а их место занимают габбро-диориты, либо те и другие проявляются совместно. Во фронтальных частях С.-з. и Хараелахской ветвей оба эти типа пород не отмечаются вообще. Разрез интрузива начинается здесь с безольвиновых габбро-долеритов.

Горизонты нижних такситовых габбро-долеритов наиболее выдержаны по мощности в центральных частях интрузивных ветвей, где они имеют

ровные четкие контакты с пикритами (см. табл. 4). В бортовых частях ветвей горизонты такситовых габбро-долеритов ветвятся и приобретают облик магматической брекчии. Данные бурения показывают слияние верхних и нижних такситовых габбро-долеритов в бортах магматических тел.

Особенностью Талнахского интрузива, отличающей его от других норильских дифференцированных интрузий, является присутствие в нем необычных обогащенных оливином равномернозернистых пород, известных под названием троктолиты (Егоров, Суханова, 1963) или талнахиты-троктолиты (Золотухин, Рябов, 1970). Эти породы отмечаются во всех ветвях интрузии, но наиболее широко проявились в Ю.-з. ветви. Обычно они располагаются между пикритовыми и такситовыми габбро-долеритами (см. рис. 5), реже залегают среди тех и других, а также между такситовыми и контактовыми габбро-долеритами. В отдельных пересечениях интрузива такситовые габбро-долериты вообще отсутствуют, а наблюдаются только талнахиты. Устанавливается избирательная приуроченность талнахитов к центральным частям мультисегментных прогибов интрузии, причем контур их распространения приближенно повторяет конфигурацию интрузивной ветви в плане. Средняя мощность талнахитов в Ю.-з. ветви составляет 3—5 м и увеличивается до 12—14 м вдоль осевой корытообразной части ложа интрузива. Подобное расположение троктолитов в разрезе интрузива отмечается и для других ветвей.

Для Хараелахской и отчасти С.-з. ветвей характерны проявления оливиновых габбро, аналогичных описанным ранее для интрузии Норильск-I (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964). Эти равномернозернистые породы располагаются в подошве массива между такситовыми и контактовыми габбро-долеритами и в плане повторяют конфигурацию интрузивных ветвей. Мощность оливиновых габбро достигает 7—10 м в С.-з. и 32 м в Хараелахской ветвях интрузива.

Строение горизонтов такситовых габбро-долеритов и основных пегматоидов из цемента магматической брекчии часто оказывается зональным. В разрезе такситов по направлению от периферии к центру горизонта происходит уменьшение количества и размеров ксенолитов вмещающих габбро-долеритов. Центральные части горизонтов такситовых габбро-долеритов нередко оказываются сложены равномернозернистыми пегматоидами — лейкогаббро или оливиновым габбро. Подобная картина устанавливается и в цементе магматической брекчии. Здесь возможны два типа переходов обломок — цемент: 1 — ороговикоманный пикритовый габбро-долерит (вплоть до оливинового роговика) — атакситовый плагиоклазит — лейкогаббро; 2 — пикритовый габбро-долерит — троктолит — оливиновое габбро. Мощность этих переходных зон колеблется от субмикроскопических до 1—3 см, реже 10—15 см. Здесь в микромасштабе повторяется последовательность соотношения соответствующих пород в больших массах (с одной стороны, переход пикритовых габбро-долеритов в пегматоидные породы с атакситовой структурой, с другой — переход в равномернозернистые пегматоиды).

Находки тахилитов и псевдотахилитов в траппах Сибирской платформы представляют особый интерес в целях как однозначного доказательства магматической природы трапповых образований, так и суждений о составе расплава, попавшего в благоприятные условия природной закалки (Соболев, 1936). Проявления стекловатых псевдотахилитов описаны для ряда массивов разных регионов, в том числе для интрузивных траппов Норильского района (Золотухин, Васильев, 1969).

Собственно тахилиты — стекловатые корочки закала магматического материала в районе Талнаха — характерны для силлов долеритов недифференцированных интрузий. В Талнахском интрузиве эти породы устанавливаются спорадически; возможно, сравнительно редкие находки их вызваны интенсивной метасоматической переработкой тахилитов. Тем не

менее наиболее мощные их зоны связаны с максимальным проявлением контактовых габбро-долеритов и приурочены к фронтальной части интрузива.

В периферических частях ветвей Талнахского интрузива геологами постоянно отмечались своеобразные псевдобрекчии, где обломки представлены магматическим материалом, а цемент — метасоматитами различного состава. Изучение псевдобрекчии позволило установить, что ее обломки представлены псевдотахилитами — стекловатыми базальтоподобными породами. Кроме того, в обломках могут встречаться микродолериты, долериты и габбро-долериты. В ряде случаев устанавливается зональное строение обломков от полнокристаллической породы (в центре) до стекловатой (по периферии). Сеть прожилков псевдотахилитов в габбро-долерите и придает породе брекчиевидный характер. Последнее усугубляется метасоматической переработкой пород вдоль системы трещин. В связи с этим породы были названы псевдобрекчией псевдотахилитов (Рябов, Золотухин, 1970).

Среди норильских геологов нет единогласия в оценке генетической природы этой брекчии Талнахского интрузива, в связи с чем разными исследователями она называется и «эксплозивной брекчией», и «метасома-

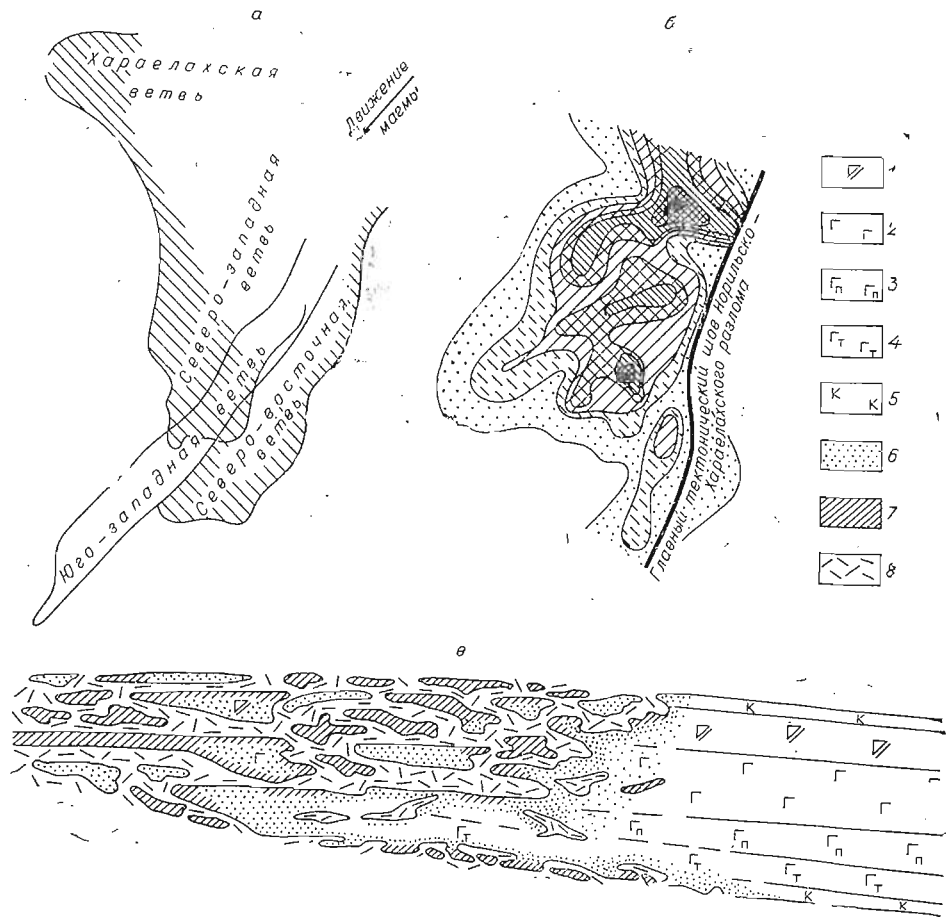


Рис. 6.

а — расположение псевдобрекчии с участием псевдотахилитов (заштрихованная часть) (Золотухин, Рябов, 1969); б — схема изолиний мощностей псевдобрекчии с участием псевдотахилитов на одном из участков С.-з. ветви (изолинии проведены через 20 м, внешняя соответствует нулевому контуру); в — схема положения псевдобрекчии в разрезе Хараелахской ветви: 1 — габбро-диорит, базальтовый габбро-долерит, 2—6 — габбро-долериты (2 — оливиновый, 3 — пикритовый, 4 — такситовый, 5 — контактовый, 6 — ороговикованный), 7 — псевдотахилит, микродолерит, 8 — аполитивный метасоматит.

тической брекчией» (Стеденко, 1966), и «интрузивной (эруптивной) брекчией внедрения». Отсюда вытекают представления об этой брекчии как о горизонте «рассеянных пнъекций», когда наиболее крупные обломки трактуются как мелкие пнъекции магматического материала в метасоматически измененные породы кровли интрузива.

Эти брекчиевидные породы встречаются в периферических частях всех четырех ветвей интрузива, но наиболее распространены в С.-з. и Хараелахской (рис. 6, а, б). Псевдобрекчии образуют горизонты переменной мощности от 0 до 120 м в С.-з. ветви и от 10 до 185 м в Хараелахской. В вертикальном разрезе псевдобрекчия приурочена главным образом к кровельной части интрузива и занимает место отсутствующих в этом случае верхних дифференциатов массива (см. рис. 6, в). Останцы-реликты габбро-диоритов и безоливиновых габбро-долеритов мощностью до 30 м, встреченные в горизонте псевдобрекчии, свидетельствуют о первично-нормальном стратифицированном характере магматического тела. Нередки случаи, когда горизонт псевдобрекчии ложится непосредственно на нижние наиболее магнеспальные дифференциаты интрузии и даже захватывает их. В этом случае стекловатые породы не характерны и обломки ороговикованных богатых оливином пород цементируются метасоматитами. Верхняя граница распространения псевдобрекчии совпадает с кровлей интрузии, восстановленной интерполяцией с соседними наиболее полно представленными и малоизмененными частями разреза (см. рис. 6, в). В подошве интрузива также отмечается псевдобрекчия по контактовым габбро-долеритам, проявления ее не повсеместны, но отмечаются как в центральных, так и периферических частях интрузива.

По-видимому, псевдотахилиты иногда могут возникать в результате плавления изохимических траппов вмещающих пород ближнего экзоконтакта, входя в состав метасоматической псевдобрекчии вмещающих пород. Не исключена также возможность образования псевдотахилитов в местах тектонических напряжений, где, как это было показано экспериментально (Knut, 1960), в результате трения блоков пород может происходить их подплавление.

Приведенные выше материалы позволяют создать некоторое представление о распространенности отдельных типов пород, их взаимоотношениях, положении в разрезе интрузива и т. д. Теперь мы переходим к детальной минералого-петрографической характеристике магматических образований Талнахского интрузива.

ГЛАВА III

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВНОЙ РАССЛОЕННОЙ СЕРИИ

Переходя к петрографической характеристике магматических пород Талнахской интрузии, отметим, что они относятся как к трехчленной расслоенной серии, слагающей основную часть массива, так и к менее распространенным позднемагматическим образованиям. Породы трехчленной серии снизу вверх по разрезу интрузии представлены 1) пикритовыми габбро-долеритами и их разновидностями, 2) оливиновыми габбро-долеритами, 3) безоливиновыми габбро-долеритами и габбро-диоритами. К позднемагматическим образованиям относятся основные пегматоиды (такситовые габбро-долериты и габбро, «талнахиты») и псевдотахилиты. Удобнее всего рассмотреть сначала ранее формирующиеся породы трехчленной серии по интрузивным ветвям в порядке понижения положения последних в стратиграфическом разрезе вмещающих пород (см. рис. 4), затем дать в отдельном разделе развернутую характеристику основных пегматоидов

Классификационная схема пород Талнахского интрузива

Породы основной расслоенной серии	Верхние контактовые габбро-долериты	
	3	Габбро-диориты и кварцевые габбро-долериты Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты
	2	Оливиновые габбро-долериты
	1	Пикритовые габбро-долериты (от меланократовых троктолитов до оливинитов)
Нижние контактовые габбро-долериты		
Основные пегматоиды	Атакситовые	Атакситовые габбро Безоливиновые и оливинсодержащие такситовые габбро-долериты Оливиновые такситовые габбро-долериты Такситовые габбро-долериты (троктолитового типа)
	Равномернозернистые	Безоливиновые лейкократовые габбро Оливиновые габбро Талнахиты (троктолиты)
Прочие образования		Псевдотахилиты (от стекловатых до микродолеритов)

и псевдотахилитов с указанием специфики их в той или иной интрузивной ветви. Такой разрыв в порядке изложения обусловлен локальным характером развития пород этой группы, а также отсутствием единообразия в их положении в разрезе интрузии. Это отвечает также многочисленным наблюдениям, свидетельствующим о более позднем возникновении основных пегматоидов и псевдотахилитов по сравнению с основной расслоенной серией пород.

Классификационная схема магматических пород Талнахского массива, согласно которой будет излагаться описательный материал, приводится в табл. 5 и на рис. 7.

1. Контактные габбро-долериты

Контактные габбро-долериты Юго-западной ветви макроскопически представляют собой серые плотные мелкозернистые породы, часто со следами интенсивного метасоматического изменения. Под микроскопом видно, что структура пород чаще пойкилоофитовая, апопйкилоофитовая до офитовой и долеритовой в непосредственном контакте. Породы относительно равномернозернистые, хотя отмечается в отдельных участках и атакситовая текстура (чаще в верхних контактовых габбро-долеритах). Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз (50—70%), пироксены (20—30%), оливин (10—15%) и рудные минералы (5—15%). К второстепенным (доли %) относятся апатит, сфен, биотит, роговая обманка. К наиболее низкотемпературным вторичным минералам, имеющим в каждом конкретном случае различное развитие, относятся пренит, хлорит, идингсит, актинолит, альбит, кальцит, ангидрид, цеолиты, пирит и реже другие. Здесь и далее в описании мы будем касаться лишь минералов, имеющих заметное развитие или представляющих принципиальный интерес даже при малых их количествах.

Оливин представлен как немногочисленными изометричными зернами, так и пойкилокристами* (средний размер их 1—1,5 мм в диаметре),

* Здесь и далее употребляется как синоним ойкиокристов.

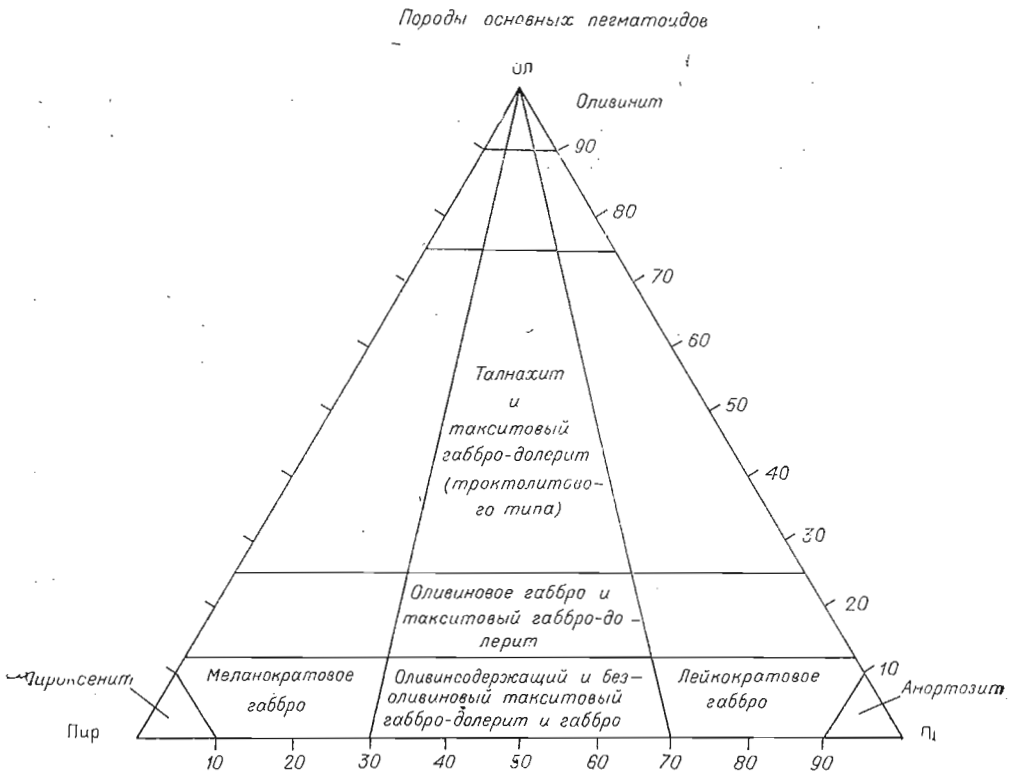
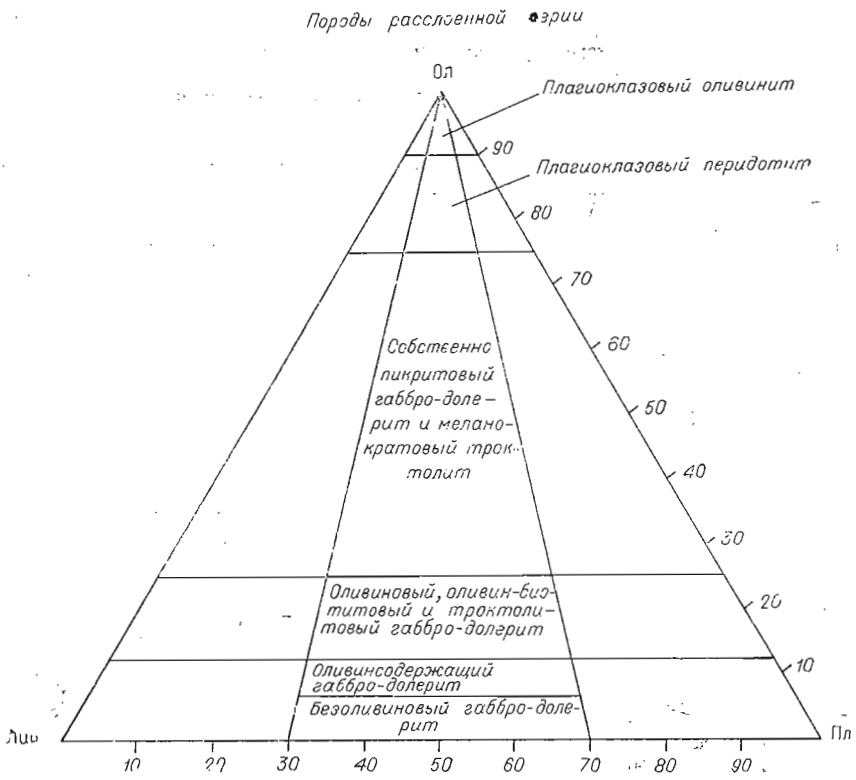


Рис. 7. Классификационная количественно-минералогическая схема, принимаемая при описании пород расслоенной серри и основных пегматитов Талнахского пнтрузива.

большей частью замещенными псевдоморфозами буровато-зеленого слюдистого пиддингсит-боулинггитового минерала. Кое-где видно, что оливин может в качестве хадакристов располагаться в ойкокритах пироксена. Интрателлурические выделения оливина имеют $2V$, равный $(-)$ $88-89^\circ$; $N_g=1,720$; $N_p=1,685$ (15—25% Фаял. комп.)*. Судя по реликтам оливина, имеющим $2V=(-)$ 69° и, соответственно, 62% фаялитового компонента в составе пойкилокристов (рис. 8), последние здесь не являются интрателлурическими, а кристаллизуются на месте в условиях наиболее низких температур, чем и обусловлен их наиболее железистый состав. В верхних контактовых габбро-долеритах большей частью трудно разобрать, по какому минералу развиваются многочисленные псевдоморфозы вторичных хлоритоподобных минералов, и поэтому иногда создается впечатление, что здесь оливина не было. Тем не менее в отдельных случаях наблюдаются псевдоморфозы пиддингсит-боулинггита по явным хадакритам в ойкокритах клинопироксена, и можно говорить, что и верхние контактовые габбро-долериты были оливинными или оливинсодержащими.

Клинопироксен представлен чаще пойкилокритами (ойкокритами пироксена, хадакритами плагиноклаза, реже оливина) размером 1,5—5 мм в диаметре. По мере приближения к контакту величина пойкилокристов уменьшается. Пойкилоофитовая структура переходит в офитовую, долеритовую и даже микродолеритовую. Зерна клинопироксена приобретают изометричную форму. В пойкилокритах часто отмечается зональное строение, причем периферические каймы кое-где имеют зеленую окраску с заметным плеохроизмом. Иногда зеленой разновидностью представлены не только периферические каймы, но и отдельные участки и даже пойкилокриты целиком. Особенно характерно присутствие зеленой разновидности в интенсивно альбитизированных верхних контактовых габбро-долеритах, иногда она также отмечается и в контакте бесцветного клинопироксена с выделениями рудных минералов (магнетит, сульфиды). При изучении на федоровском столике установлено (рис. 9), что бесцветный клинопироксен дает интервал значений угла $2V$ от 42 до 64° , буровато-зеленый клинопироксен — $63-70^\circ$. В одном из крупных зональных пойкилокристов из верхних контактовых габбро-долеритов от центра к краю наблюдалось следующее изменение угла $2V$: $47^\circ-50^\circ-54^\circ-70^\circ$, $\angle cNg=43^\circ$. Показатели преломления для бесцветного клинопироксена, измеренные в иммерсии, $N_g=1,704-1,713$; $N_p=1,680-1,690$; для зеленого $N_g=1,740$. Судя по кристаллооптическим данным, в составе бесцветного клинопироксена находится 28—32% геденбергитового компонента (см. рис. 8).

Железистость метасоматического зеленого клинопироксена составляет 60—70% (Свешникова, Шабынин, 1961). Двойники наблюдаются редко. Довольно часто фиксируется в отдельных участках гранулированность и распад пойкилокристов на блоки со своей оптической ориентировкой, отличающейся от таковой основного зерна, в частности в контакте с крупными выделениями сульфидов.

Из минералов, замещающих клинопироксен, в той или иной мере отмечается хлорит (от зеленого до бесцветного), бурый, зеленый и волокнистый сине-зеленый амфибол, а также буроватый волокнистый минерал ($N_g=1,706$), наследующий оптическую ориентировку зерна, и чешуйки бурого биотита ($N_g=1,628$). Часто последние приурочены к крупным вкрапленникам магнетита и сульфидов. Важно также отметить, что прожилки сульфидов пересекают крупные пойкилокриты клинопироксена, а мелкая вкрапленность рудных минералов появляется в пределах пойкилокристов с несомненными признаками замещения последних и сопро-

* Показатели преломления главных породообразующих минералов, приведенные здесь и далее, измерялись в иммерсии с точностью $\pm 0,002$ с проверкой жидкостей на рефра томет е.

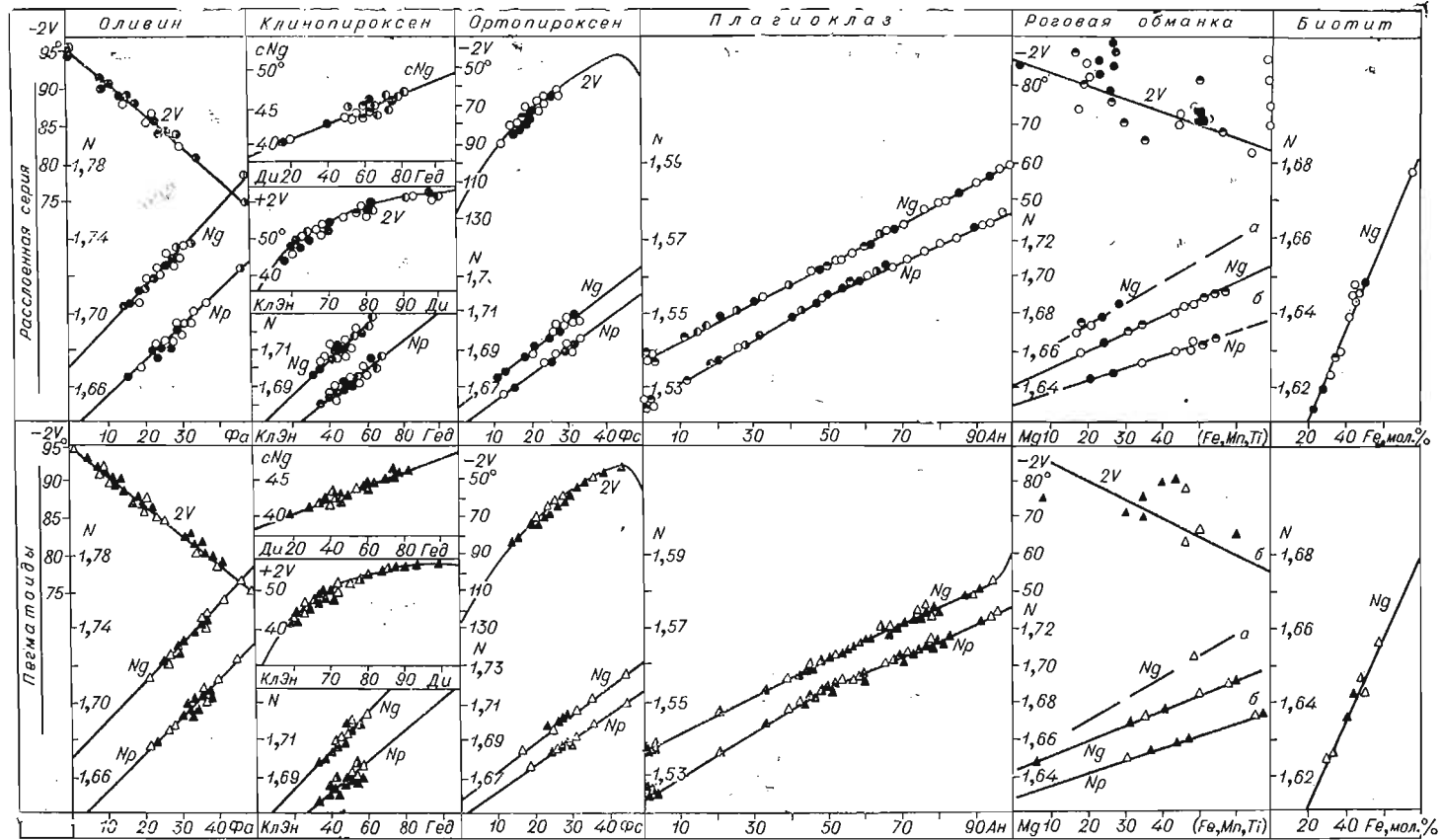


Рис. 8. Диаграммы состав — оптические свойства в приложении к главнейшим минералам пород расслоенной серни и пегматитов (оливин — по Трегеру, 1958; клинопироксен — по Винчеллу, 1949; ортопироксен — по Трегеру, 1958; плагиоклаз — по Соболеву, 1954; роговая обманка: а) бурая — по Соболеву, 1950; б) зеленая — по Трегеру, 1958; биотит — по Соболеву, 1950).

1 — контактовый габбро-долерит; 2 — безоливиновый габбро-долерит; 3 — оливиносодержащий габбро-долерит; 4 — оливиновый и оливин-биотитовый габбро-долерит; 5 — пикритовый габбро-долерит; 6 — тахситовый габбро-долерит; 7 — таллахит троктолит и оливиновое габбро; 8 — габбро.

вождается образованием каймы реакционного клинопироксена (как зеленого, так и бесцветного).

Проверка клинопироксена реакцией на осность на федоровском столике (Соболев, 1954) показала, что субкальциевый пизонит (Годлевский, 1959₁) в породе практически отсутствует. Большая редкость здесь и ортопироксен (наблюдались лишь изредка единичные зерна). Углы $2V$ в них — 72° , 76° .

Плаггиоклаз обыкновенно присутствует в виде двух генераций (см. рис. 9). Первая представлена крупными зональными (чаще несдвоенными таблитчатыми изометричными) кристаллами размером до 3 мм в диаметре. Вторая генерация представлена лейстовидными вытянутыми зональными кристаллами со средними размерами $1 \times 0,2-0,3$ мм и с полисинтетическими двойниками. Центральные части кристаллов обычно прениitized, в отдельных участках плаггиоклаз альбитизирован либо замещен бурым калишпатом (верхние контактовые габбро-долериты). В наиболее свежих участках породы плаггиоклаз имеет в своем составе $77-45-30\%$ Ан (центр → край), но нет гарантии, что и здесь он уже частично не деанортизирован (табл. 6). Наблюдаются отдельные лейкократовые участки диаметром $2-2,5$ мм, по структуре они неоднородны, наряду с крупнозернистыми отмечены и мелкозернистые участки с величиной зерна $0,08-0,16$ мм.

В верхних контактовых габбро-долеритах из рудных минералов резко преобладает вкрапленность магнетита. Отмечены также дендритовидные выделения магнетита до 2 мм в диаметре. Изредка наряду с магнетитом наблюдаются выделения пирротина и пирита, образующие псевдоморфозы по табличкам плаггиоклаза. В нижних контактовых габбро-долеритах кроме спорадически присутствующего магнетита имеются прожилки и вкрапленность сульфидов, из которых резко преобладают халькопирит и пирротин.

Из вторичных минералов наиболее широко развиты пренит, зеленый хлорит-серпентиновый минерал и карбонаты, которые совместно слагают прожилки и гнезда ($1-1,5$ мм в диаметре). В интерстициальных промежутках не только совместно с вкрапленностью рудных минералов, но и самостоятельно находятся гнезда чешуек красновато-бурого биотита ($Ng=1,642$), сине-зеленого амфибола ($2V=-67^\circ$, $Ng=1,686$; $Np=1,665$), зеленовато-бурого слюдяного минерала и пумпеллита.

Сфен отмечен как в одиночных зернах, так и в виде заметных скоплений (до нескольких %) и довольно крупных метакристов (до 1 мм в диаметре) в верхних контактовых габбро-долеритах. Плеохроирует он от бесцветного (по Np) до мясо-красного (по Ng). Судя по реликтам среди сфена, он может развиваться как по рудному минералу (титаномagnetиту), так, по-видимому, и по клинопироксену, тоже содержащему титан.

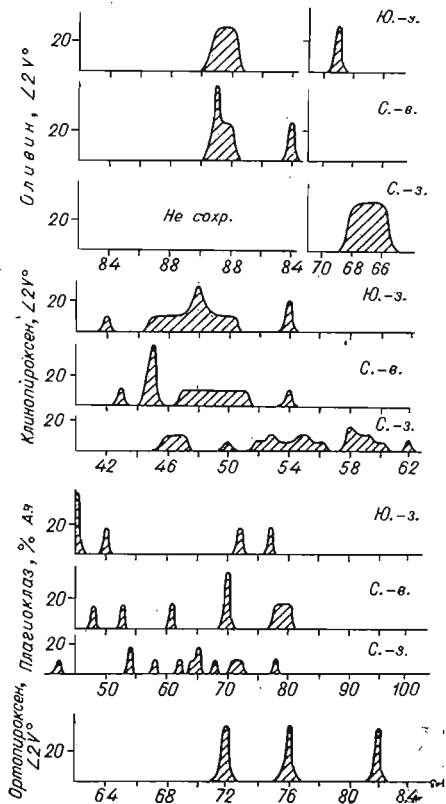


Рис. 9. Вариационные диаграммы углов $2V$ темноцветных минералов и состава плаггиоклаза для контактовых габбро-долеритов по ветвям интрузива (в процентах от общей массы замещения — вертикальная ось).

Состав полевых шпатов (по оптическим данным) в контактовых габбро-долеритах

Координаты двойниковой оси (Д) или нормали к шву (В)			Символы	Состав плагиоклаза, % Ан*		Характеристика зерна
<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>				
55	58	52	Сп ⊥ (001)	72	62	Шл. 227/202, Широкая таблица Вытянутая таблица
	φ24	λ84	Д ⊥ (010)	45	40	
λ2 80	φ30 46	45,5	Д ⊥ (010)	44	40	То же Широкая таблица
			В ⊥ [001] (010)	50	47	
λ10	φ6		Д ⊥ (010)	28		Шл. 212/282, крупная вытянутая таблица То же Небольшое таблеччатое зерно
11,5	λ3 79	φ3 87,5	Д ⊥ (001) В [010]	23 5		
6,5	87,5	84	В ⊥ (010)	Ортоклаз		Шл. 137/282 псевдоморфоза калшпата по плагиоклазу <i>Ng</i> =1,529; <i>Np</i> =1,523 То же Псевдоморфоза альбита <i>Ng</i> =1,533; <i>Np</i> =1,525
72,5 76,5	83 14,5	19,5 88	В [100] В [001]	Микроклин Альбит		

* Здесь и далее приводятся составы как для случая упорядоченных, так и неупорядоченных (высокотемпературных) плагиоклазов (Заварицкий и др., 1958), учитывая имеющиеся данные (Лихачев, 1965) об их промежуточном характере либо полной неупорядоченности даже в породах основной расслоенной серии.

Контактовые габбро-долериты Северо-восточной ветви под микроскопом подобны таковым Ю.-з. ветви. К отличительным особенностям относится более мелкий размер зерен и плохая сохранность оливина. В верхних контактовых габбро-долеритах не сохраняются даже псевдоморфозы по нему. Для клинопироксена к отличиям относится помимо количественных соотношений несколько более мелкий размер ойкокростов (см. табл. 7) и максимальное развитие значений угла $2V$, равное $+45^\circ$ в отличие от С.-з. ветви, где оно равно $+48^\circ$, хотя общий интервал значений $\angle 2V$ совпадает (см. табл. 7, рис. 9). Здесь следует еще подчеркнуть хорошее развитие зонального строения с четко фиксируемым повышением значения $2V$ от центра к периферии зерен ($43-48^\circ$) — ($50-54^\circ$) — 65° . Если в контактовых габбро-долеритах Ю.-з. ветви ортопироксен наблюдается лишь в виде отдельных зерен, то в С.-в. ветви в этих породах ортопироксен количественно может даже вдвое превосходить клинопироксен, в сумме с ним достигая 35—40% общего объема породы. Представлен ортопироксен как изометричными, так и вытянутыми ойкокритами $(1-2) \times (0,5-1,0$ мм). При малом количестве хадакростов плагиоклаза вытянутые зерна приобретают идиоморфизм. Наблюдалось зональное строение. В удлиненных ойкокритах от центра к краю угол $2V$ изменяется: $(-)$ $82-76-60^\circ$, в изометричных ойкокритах $2V = -72^\circ$. Часто вокруг измененных ойкокростов наблюдаются периферические каймы клинопироксена, в том числе с полисинтетическими двойниками (методом Коржинского измерен угол $cNg = 43^\circ$). В данном случае между клино- и ортопироксенами наблюдаются реакционные взаимоотношения и формы разведения первого вторым (табл. II, I).

Судя по углу $2V$ и показателям преломления $N_g' = 1,709$; $N_p' = 1,700$, в составе ортопироксена в центральной части находится 15—20% Фс, а в широких краевых частях около 40% Фс.

Что касается **плаггиоклаза**, то его составы близки для обеих сравниваемых ветвей. Измерение федоровским методом показывает в его составе (центр → край) (80—70) — (60—48)% Ан. Измерения в иммерсии дают $N_g = 1,575$; $N_p = 1,567$ для центральных и $N_g = 1,559$; $N_p = 1,553$ — для краевых частей, что отвечает содержанию соответственно 78—80 и 45% Ан. Плаггиоклаз в центральных частях часто пренитизирован, в краевых — пелитизирован и альбитизирован. Следует отметить в качестве отличительной черты присутствие наряду с лейстами обычных размеров еще и более мелких с размером $(0,15—1,0) \times (0,05—0,15)$ мм.

Рудные минералы представлены сульфидами (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит) и магнетитом. В отдельных участках породы наблюдается сидеронитовая структура, причем видно, что она является результатом явного замещения ойкокрисов клинопироксена при сохранении хадакрисов плаггиоклаза. Кое-где наблюдаются реликты клинопироксена по периферии участков с сидеронитовой структурой (табл. II, 2). В этих же участках иногда заметно замещение краевых частей клинопироксена ромбическим пироксеном с неровным контактом корродирования. Здесь ромбический пироксен, по-видимому, уже является реакционным образованием и, подобно биотиту, связан с возникновением рудных минералов. Выделения последних имеют средние размеры $0,08—0,5$ мм в диаметре и неправильную форму. Совместно с ними отмечаются зерна сфена, граната, апатита и бурого биотита. Чешуйки биотита имеют средние размеры $0,1—0,3$ мм, развиваются по пироксенам и присутствуют в породе в количестве 1—2%. Судя по показателю преломления ($N_g = 1,628$), в его составе 35% железистого компонента (Соболев, 1950). По клинопироксену кое-где развиваются лучистые агрегаты синевато-зеленого амфибола.

Контактные габбро-долериты Северо-западной ветви часто имеют атакситовую текстуру за счет неравномерной грануляции зерен пироксенов и плаггиоклаза. Наиболее магнезиальные выделения **оливина** не сохранились и замещены псевдоморфозами буровато-зеленого идингсит-боулингитового минерала. Идиоморфные формы редки, чаще это ойкокрисы ($0,5—0,8$ мм в диаметре). Изредка наблюдаются мелкие зерна ($0,08—0,3$ мм в диаметре) — реликты распавшихся и почти целиком замещенных ойкокрисов. Угол $2V = (-) 62—66^\circ$ (реже $- 82^\circ$), $N_p = 1,701$. Железистость его 62—66% (реже 35%) Фа. Этот гортонолит является продуктом кристаллизации на месте в наиболее охлажденных частях интрузива. В верхних контактовых габбро-долеритах не наблюдались даже псевдоморфозы вследствие общего интенсивного изменения породы.

Клинопироксен представлен как монолитными пойкилокристами, часто уже распавшимися на блоки, так и кучками мелких зерен на месте пойкилокрисов. Часто наблюдается зональное строение, причем в центре угол $2V = (+) 46—47^\circ$, реже $(+) 52—59^\circ$. Последние обычно наблюдаются в краевых частях. В крайних периферических частях отмечены значения $(+)$ $60—67^\circ$ для явно метасоматической разновидности клинопироксена. Судя по оптическим данным ($N_g = 1,714—1,724$; $N_p = 1,692—1,702$), в составе первичного клинопироксена находится 32—36% железистого компонента. Как можно видеть из рис. 9, весь интервал полученных углов $2V$ для клинопироксена контактовых габбро-долеритов С.-з. ветви по сравнению с таковым для Ю.-з. и С.-в. несколько сдвинут в сторону более высоких значений, что, естественно, отражает и изменения в их составе.

Плаггиоклаз чаще представлен зональными хадакритами в ойкокрисах пироксенов. Наблюдаются сдвойникованные кристаллы по альбитовому, альбит-карлсбадскому и карлсбадскому законам. В центральных частях их 78—65% Ан и в краевых 63 — (58—54) — 42—32% Ан (что заметно больше, чем дает иммерсия: $N_g = 1,562—1,568$ — в центре;

Контактные габбро-долериты (сопостави

Характеристика	Юго-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Бя
Форма зерна	Изометричные и пойкилокристы			Таблитчатая	Чешуйки
Размер, мм (поперечник)	1,0—1,5	1,5—5,0	0,5—1,0	(1,0—3,0) × ×(0,2—0,6)	
Количество, %	10—15	20—30		50	Един. зерна
$\angle cNg^\circ$	—	43	—	—	—
$\angle 2V^\circ$	(-)88—89, до 69	(+)42—54, до 64	-72, -76	—	—
N_g (±0,002)	1,720	1,704—1,713	—	1,567—1,544 до 1,529— 1,533	1,625—1,642
N_p (±0,002)	1,685	1,680—1,690	—	1,559—1,533 до 1,523— 1,525	
Железистость, мол. %	15—25 до 62	28—32	18—20	—	35—45
Состав, %	15—25 до 62 Фа 85—75 до 38 Фо	37—32 Дя 35—25 КлЭн 28—32 Гед	18—20 Фс 82—80 Эн	Центр → край (фед. мет.) 75→45→30 Ан	
Вторичные изменения	Иддингсит- боулингит	Хлорит, биотит, амфибол		Альбит, пре- вит	Хлорит
Структура, тек- стура. Присут- ствие рудных минералов	Пойкилофитовая, апопойкилитовая до офитовой, равномернозер- нистая, реже атакситовая. Сульфиды, магнетит				
Характеристика	Северо-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Бурая Р. О.
Форма зерна	Пойкилокристы	Таблички	Метакристы		
Размер, мм (поперечник)	0,5—0,8	1,0—1,5	1,0—1,5	(1,5—0,4) · (0,1—0,6)	1,0—1,5
Количество, %	10 и более	До 40		50	—
$\angle cNg^\circ$	—	43	—	—	22—23
$\angle 2V^\circ$	(-)66—68, до 84	(+)46—47— центр; (+)52—59— край, до 60—67	-76	—	(+)87—89, до (-)70— 80.

Таблица 7

Тельная таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Би
Пойкилокристы			Таблицы и лейсты	Чешуйки
0,3—0,5 до 1,0	1,0—2,0	1,0—2,0	$(1,0-1,5) \times$ $\times (0,3-0,5)$ до $(0,15-1,0) \times$ $\times (0,05-0,15)$	
10—15	35—40		50	До 1,0—2,0
—	43	—	—	—
(—)84—89	(+)43—48— центр; (+)50—54 до 65 — край	(—)82—76—60	—	—
1,735	1,713—1,714	1,709	1,575 — центр; 1,559 — край	1,628
1,704	1,693—1,696	1,700	1,567 — центр; 1,553 — край	—
—	32	15—20 до 40	—	35
28—33 до 16 Фа 72—67 до 84 Фо	30 КлЭн 38 Ди 32 Гед	15—20 Фс 85—80 Эн (до 40 Ф)	Центр → край (80—70)→ (60—48) Ан Фед. мет.)	
Псевдоморфный зеленый серпентин-хлорит минерала	Биотит, хлорит		Пренит, альбит, пелит	
Пойкилоофитовая, участками атакситовая за счет изменения величины зерен. Сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит), магнетит				
Хараелакская ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Би
Пойкилокристы			Призмы, таблички	Листочки метакристы
0,3—1,0	0,5—1,5 до 5,0	— —	0,05—2,0, до 9,0	0,5—6,0
Един. зерна	40—50		40—50	Един. зерна до 5-7 и более
—	42—43	—	—	—
—	Центр → край (+)48—52, до +60	—		

Характеристика	Северо-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Бурая Р. О.
Форма зерен	Пойкилокрсты			Таблички	Метакрсты
$N_g (\pm 0,002)$	—	1,714—1,724	—	1,562—1,568— центр; 1,548—1,558— край	1,670— 1,674; 1,672— 1,668— зеленый край
$N_p (\pm 0,002)$	1,701	1,692—1,702	—	1,553—1,558— центр; 1,540—1,550— край	1,652—1,658; 1,652— 1,647— зеленый край
Железистость, мол. %	35 до 62—66	32—36	18	—	16—20
Состав, %	35 до 62—66 Фа 65 до 38—34 Фо	29—21 КлЭн 39—43 Дп 22—36 Гед	82 Эн 18 Фс	Центр → край: (78—65)→ →(58—42)→ →32 Ан (фед. мет.)	—
Вторичные из- менения	Иддингсит- боулинцит	Биотит, роговая обманка	Альбит, пре- ипт	Сине-зеле- ный амфибол	
Структура, текстура. Присутст- вие рудных минералов	Пойкилофитовая до офитовой, часто атакситовая за счет неравно- мерной грануляции зерен сульфиды, магнетит				

60—48% Ан и $N_g = 1,548—1,550$ до 1,537 в краевых частях; 20—25% Ан до чистого альбита). В верхних контактовых габбро-долеритах плагиоклаз альбитизирован (1—6% Ан; $N_g' = 1,537$; $N_p' = 1,528$, карлсбадский закон двойникования), реже пренитизирован ($2V = +64^\circ$; $N_g' = 1,642$; $N_p' = 1,622$).

Особенностью контактовых габбро-долеритов С.-з. ветви является также значительное развитие бурой роговой обманки, которая кое-где почти целиком замещает клинопироксен (табл. II, 3), образуя метакрсты 1—1,5 мм в диаметре. Часто наблюдается зональное строение, причем центральные части зерен более бурые, краевые — светло-бурые и периферические — зеленые. Иногда среди зерен зеленой роговой обманки наблюдаются реликты бурой. Бурая имеет угол $2V$ от (+) $87—89^\circ$ до (—) $78—80^\circ$, $\angle cNg = 22—23^\circ$, $N_g = 1,770—1,774$; $N_p = 1,652—1,658$. Плеохроизм: по N_g — темно-бурая, по N_m — зеленовато-бурая, по N_p — светло-бурая. Судя по показателям преломления (Соболев, 1950), в ее составе 16—20% железистого компонента. Для зеленой роговой обманки угол $2V = (-)70—74^\circ$, 76, 78, 80° . $N_g = 1,668—1,684$; $N_p = 1,647—1,663$. Плеохроизм по N_g — травяно-зеленый, по N_m — оливково-зеленый, по N_p — зеленовато-желтый (схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$). Судя по оптическим свойствам (см. рис. 8), железистость ее около 30—50%. По периферии зерен зеленой роговой обманки развиваются венцы сине-зеленой волокнистой разновидности: $N_g = 1,686$; $N_p = 1,665$ (f до 55 мол.%). Угол $2V$ в ней (—) 66° , 67, 70° . Плеохроизм: по N_g — сине-зеленая, по N_m — зеленая, по N_p — светло-желтая до бесцветной.

Хараелакская ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Би
Пойкилокристы			Призмы, таблички	Листочки, метакристы
—	1,726—1,720	1,698	1,575—1,567, до 1,538 (центр → край)	1,637—1,613, до 1,605
—	1,704—1,700	1,688	1,566—1,560 до 1,532 (центр → край)	1,594—1,572 до 1,566
—	27—33	27		
—	38—30 КлЭп 35—37 Дп 27—33 Гед	27 Фс 73 Эп	Центр → край: 74—60 до 10 Ан (фел. мет.)	
Иддингсит-боулин- гит, серпентин	Биотит, роговая обманка		Альбит, пренит, гидрогранат	Хлорит, сине- зеленый амфибол

Пойкилофитовая, микрофитовая (долеритовая) однородная до атакситовой. Магнетит (3—5 до 7%), сульфиды (халькопирит, пирротин, пептландит)

Рудные минералы представлены интерстиционными дендритовидными выделениями магнетита и сульфидов (0,1—1,0 мм в диаметре). Чешуйки бурого биотита ($N_g = 1,642$; $f \sim 45$ мол. %) присутствуют в породе в количестве $\sim 1\%$. Кое-где в биотите по спайности отмечены вроски зерен (до 0,1 мм в диаметре) **граната** (табл. II, 4). Часто зерна граната располагаются среди интерстиционных выделений талька, причем среди талька в этих случаях отмечались реликты биотита. Реже зерна граната наблюдались среди плагиоклаза (см. табл. II, 4), иногда сливаясь в дендриты величиной до 0,5 мм в диаметре и сопровождаясь вторичными минералами. Скопления выделений биотита и роговой обманки достигают 1—1,5 мм в диаметре, наследуя размеры замещаемых ойкиокристов пироксенов. Среди биотита, роговой обманки и граната в интерстициях наблюдались выделения (0,08—0,3 мм в диаметре) кварца. Отмечены резкие контакты граната с плагиоклазом причем видно, что плагиоклаз замещается гранатом. В интерстициях часты скопления плеохрозирующего голубовато-зеленого хлоритоподобного минерала, иногда совместно с изометричными зернами (до 0,15 мм в диаметре) анизотропного граната.

Сопоставление особенностей свойств породообразующих минералов контактовых габбро-долеритов по ветвям дается в обзорной табл. 7 и на рис. 9, из которых можно видеть, что при общей их близости наблюдаются и некоторые отличия (например, в наиболее распространенных значениях углов $2V$ для клинопироксенов, особенностях состава плагиоклазов и т. д.).

Контактные габбро-долериты Хараелахской ветви имеют пойкилоофитовую до микроофитовой (долеритовой) структуру, массивную и атакситовую текстуру. Последняя обусловлена наличием прожилков и линз пегматоидов либо участками с грануляцией породообразующих минералов. Под действием более поздних процессов габбро-долериты нередко бывают брекчированы и преобразованы в результате пирометаморфизма и метасоматоза. Свежие выделения оливина не сохраняются и обычно замещаются иддингсит-боулингитом и серпентином, проявляющимся в виде изометричных и лапчатых образований. Клинопироксен образует пойкилокристы и мелкие изометричные и угловатые зерна в интерстициях плагиоклаза. Клинопироксен на контакте с сульфидами зеленеет по краям, $2V$ изменяется от $(+)$ 48—52 до $(+)$ 60° (центр → край), $\angle cNg = 42—43^\circ$. Показатели преломления неизменных клинопироксенов составляют: $Ng = 1,720—1,726$; $Np = 1,700—1,704$. Исходя из оптических данных, состав клинопироксенов будет следующим (см. рис. 8): 35—37% Ди, 27—33% Гед, 38—30% КлЭн.

Плагиоклаз представлен призматическими до длиннопризматическими хадакристами, находящимися в ойокристах клинопироксена. По замерам, произведенным федоровским методом, состав плагиоклазов изменяется от 68 до 5% Ан (центр → край), а наиболее часто встречающимися законами двойникования являются альбитовый, карлсбадский, реже альбит-карлсбадский и манебахский. Показатели преломления плагиоклазов: $Ng = 1,575—1,567$ до 1,538; $Np = 1,566—1,560$ до 1,532 (центр → край), что свидетельствует о присутствии в его составе 74—60 до 10% аортитового компонента. Плагиоклазы замещаются альбитом, пренитом, гидрогранатом. Характерной особенностью контактовых габбро-долеритов Хараелаха являются частые наблюдения пород, обогащенных коричневым и оранжевым биотитом.

Биотит проявляется в виде самостоятельных листочков совместно с пироксеном и метакристов по нему. Показатели преломления его следующие: $Ng' = 1,637—1,613$; $Np' = 1,594—1,572$, что соответствует 42% железистого компонента в его составе (см. рис. 8). Рудные минералы представлены сырью (0,1—1,0 мм) магнетита и интерстиционной вкрапленностью сульфидов и сопровождаются интенсивной биотитизацией пород. Кроме того, в этих породах отмечаются идиоморфные шестигранные сечения кристаллов кварца и иголки апатита. Реликты габбро-долерита в сплошной сульфидной руде часто бывают нацело хлоритизированы, либо замещены магнетитом. Сопоставление минералого-петрографических особенностей контактовых габбро-долеритов Хараелахской и других ветвей интрузива приводится в табл. 7.

Особенности химического состава контактовых габбро-долеритов (минимально оруденелых пород, а не руд) можно видеть на табл. 27 и на рис. 10, отражающем связь химизма и минералогического состава. Следует подчеркнуть для контактовых габбро-долеритов всех ветвей обратную зависимость содержания нормативных оливина и рудных минералов, в то время как третий минеральный компонент практически не влияет на соотношение первых двух (см. рис. 10, развертку тетраэдра Ол — Σ Пир — Пл — Р). По количеству нормативного рудного компонента контактовые габбро-долериты Ю.-з. ветви занимают промежуточное положение между таковыми С.-з. и С.-в. ветвей интрузива. То же отмечается для окисленности железа (φ) и общей железистости контактовых пород (F). Попутно отметим относительное постоянство характеристики m' в отличие от характеристик f' и c' , имеющих между собой обратную зависимость. Кроме того, интересно подчеркнуть относительное постоянство соотношения плагиоклаза и суммы темноцветных минералов в отличие от явной переменности соотношения орто- и клинопироксена. Фигуративные точки контактовых габбро-долеритов С.-в. и С.-з. ветвей достаточно близки (см. рис. 10), причем С.-в. ветвь по сравнению с другими ветвями

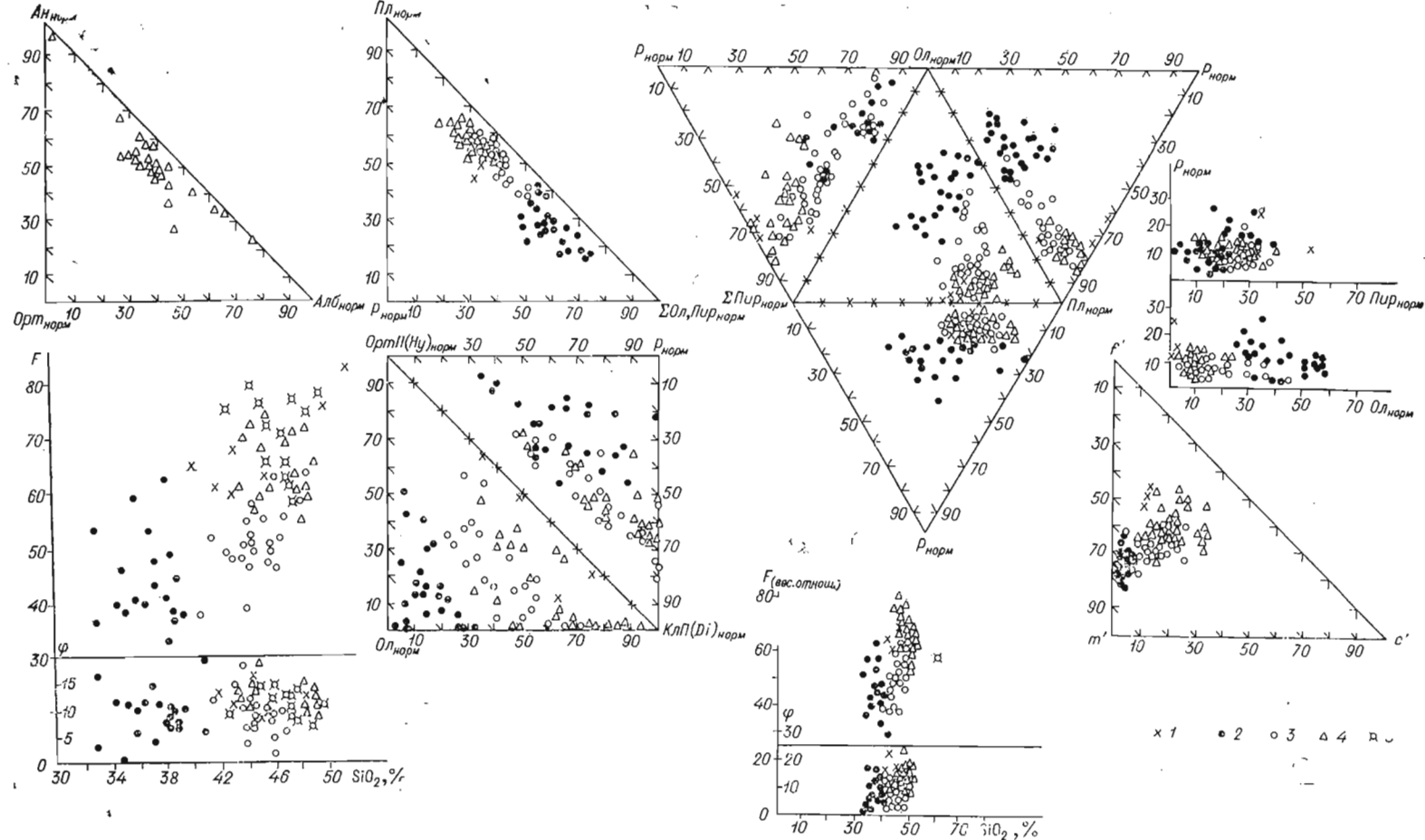


Рис. 10. Взаимоотношения минерального состава (в % нормативных молекул) и химизма пород основной расслоенной серии Талнахской интрузии (по данным табл. 27—32).

1—3 — габбро-долериты (1 — контактовые, 2 — пикритовые, 3 — оливиновые и оливин-биотитовые); 4 — оливинсодержащие, безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты; 5 — гибридно-метасоматические породы.

здесь отличается несколько повышенным количеством нормативного рудного минерала (см. диаграмму Пл — (Ол, Пир) — Р и Σ Пир — Пл—Р), что сказывается и на диаграммах SiO_2 —Ф; SiO_2 —F; f' — m' — c' ; Р — Пир; Р — Ол.

2. Пикритовые габбро-долериты

Под названием «пикритовые габбро-долериты» здесь понимаются интрузивные породы, обогащенные оливином (25% и выше). В зависимости от соотношения в них основных породообразующих минералов выделяется несколько разновидностей. Макроскопически пикритовые габбро-долериты представляют собой плотные темно-серые среднезернистые породы, залегающие в основании основной расслоенной серии интрузии.

Под микроскопом видно, что главными породообразующими минералами их являются оливин, пироксены (моноклинный и ромбический), плагиоклаз, рудные минералы (магнетит, хромит и сульфиды), второстепенными минералами являются биотит, роговая обманка. Из более поздних вторичных минералов наиболее развиты серпентин, пренит, хлорит. Текстура обычно равномернoзернистая, иногда появляется атакситовая, реже грубополосчатая, либо скрытополосчатая, за счет неравномерного обогащения „полос“ тем или иным минералом, в основном оливином. Таким образом, в пределах одного штуфа иногда можно наблюдать одну, две и больше разновидностей пикритовых пород, имеющих также и структурные отличия.

В группе пикритовых пород можно выделить ряд разновидностей (см. рис. 7). Наиболее широко развиты собственно пикритовые габбро-долериты, имеющие в своем составе 25—50% оливина и приблизительно поровну плагиоклаза и пироксенов. Структура в них от пойкилоофитовой до сегрегационной (по М. Н. Годлевскому, 1959₁) в разных участках. Заметно менее развиты меланократовые троктолиты, имеющие в своем составе также 25—50% оливина, малое количество пироксенов (не более 10%) и значительное — плагиоклаза (чаще не превышает 40%). Структура может меняться от участка к участку от панидиоморфнозернистой (Додин и др., 1971) через пойкилоофитовую к сегрегационной (Годлевский, 1959₁). К гораздо менее распространенным разновидностям относятся плагиоклазовые перидотиты (50—75% оливина, обычно не более 10% плагиоклаза, не менее 15% пироксенов, структура сегрегационная, участками пойкилоофитовая и сидеронитовая) и плагиоклазовые оливиниты (количество оливина более 75%, плагиоклаза обычно не превышает 10%, остальное составляют переменные количества пироксенов и рудных минералов). Соответственно структуры изменяются от панидиоморфнозернистой (Додин и др., 1971) и сегрегационной к сидеронитовой.

Из всех перечисленных разновидностей большие массы пород во всех ветвях интрузива слагают собственно пикритовые габбро-долериты, остальные наблюдаются в виде маломощных «прослоев», которые чередуются с этой основной разностью, а также слагают шпирь, линзы и другие невыдержанные маломощные тела. К оливинитам, в указанном выше значении, по-видимому, относятся лишь мелкие шпирь, а также орого-викованные и частично переплавленные реликты пикритовых габбро-долеритов среди такситовых. По составу породообразующих минералов все перечисленные разновидности близки, переменны лишь количественные их соотношения, поэтому и для Ю.-з., и для других ветвей интрузива ограничимся детальным описанием собственно пикритовых габбро-долеритов. Отметим также, что часть пегматоидных пород ультраосновного состава (такситовые габбро-долериты троктолитового типа, талнахиты-троктолиты) описывается в разделе, посвященном основным пегматоидам.

Охарактеризуем пикритовые габбро-долериты Ю г о - з а п а д н о й в е т в и. Средний размер идиоморфных зерен оливина составляет 0,3—

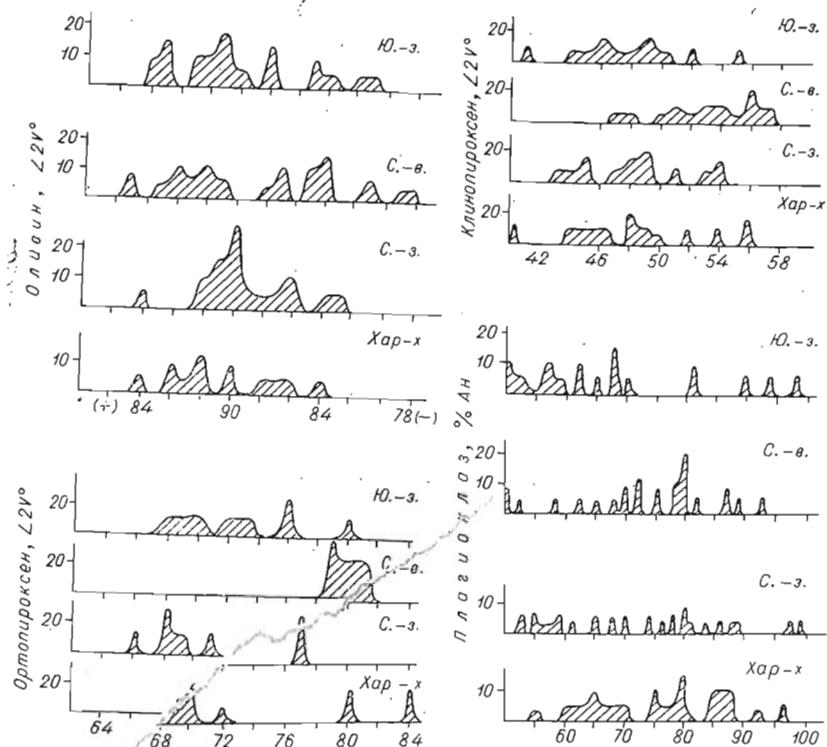


Рис. 11. Вариационные диаграммы углов $\angle 2V$ темноцветных минералов и состава плагиоклаза для шкритовых габбро-долеритов по ветвям интрузива (в процентах от общей массы замеров — вертикальная ось).

1,0 мм, реже до 1,5—2 мм в диаметре. Отмечаются изометричные бочонковидные сечения, но большая часть их слабо вытянута по [001]. Обычно оливин сохраняется лишь в реликтах среди псевдоморфоз серпентина по оливиноу, но иногда серпентин бывает развит слабо и тогда массовые измерения углов оптических осей (по двум выходам) дают интервал от $+84$ до -81° , причем наиболее часто повторяющиеся значения $+85^{\circ}$, $+89$, -88° (рис. 11). Судя по ним и по показателям преломления, измеренным в иммерсии, $N_g=1,705-1,721$; $N_p=1,674-1,688$, в составе оливина содержится 18—27% Фа (см. рис. 8).

Ойкокрystals клинопироксена представлены сечениями 1—3 до 5 мм в диаметре. Хадакрystals в них являются идиоморфные зерна оливина и реже вытянутые, выклинивающиеся лейсты плагиоклаза. Часто хадакрystals оливина замещены здесь псевдоморфозами серпентина, причем иногда можно видеть, что с вмещающими ойкокрystals пироксенов в этом случае ничего не происходит (табл. III, 1). Отсутствие какого-либо механического воздействия, как указывалось нами ранее (Золотухин, 1970), здесь свидетельствует о серпентинизации в условиях постоянного объема и привноса — выноса не только воды, но и MgO и SiO_2 . Изредка в ойкокрystals клинопироксена отмечаются простые и полисинтетические двойники. Измеренный $\angle cNg$ методом Д. С. Коржинского (1928) составляет $45-45,5^{\circ}$ ($\angle 2V$ в этом же зерне $+45^{\circ}$). Многочисленные измерения $\angle 2V$ наметили интервал значений от $+41$ до $+55^{\circ}$ с наиболее часто встречающимися углами 46 и 49° (см. рис. 11). Измеренные в иммерсии показатели преломления $N_g=1,697-1,707$; $N_p=1,674-1,684$, а также $\angle cNg$ и $\angle 2V$ указывают, что в составе клинопироксена находится 15—25 до 37% геденбергитового компонента (см. рис. 8).

Ортопироксен также образует пойкилокрystals и распределен в породе неравномерно: от одиночных зерен или даже полного отсутствия в одних

участках до преобладания над клинопироксеном — в других. Ойкокрисы ортопироксена часто включают идиоморфные хадакрисы оливина, иногда образуя нечто вроде тонкой каймы облекания вокруг оливина. Измеренные углы $2V$ составили интервал ($-$) $68-80^\circ$. Наиболее часто встречается угол -76° . В зернах наблюдается слабый плеохроизм (от светло-зеленого по Ng до красновато-желтого по Np). Показатели преломления $Ng=1,704-1,698$; $Np=1,694-1,683$ дают основание считать (см. рис. 8), что в его составе находится $24-30\%$ железистого компонента.

Плагиоклаз в породе представлен гипидиоморфными и ксеноморфными зернами. В последнем случае они представляют собой ойкокрисы с хадакрисами идиоморфного оливина. Средний размер зерен $0,2-1,5$ мм в диаметре. Хадакрисы, заключенные в ойкокрисах пироксенов, дают вытянутые лейстовидные разрезы обычно со слабо выраженной зональностью и полисинтетическими двойниками. Изометричные зерна с хорошо выраженным зональным строением обычно не имеют двойников. Состав плагиоклаза дает интервал от № 98 до № 43 (табл. 8), причем чаще всего встречаются №№ 80, 68, 56, 50 (см. рис. 11). Кое-где в породах наблюдаются лейкократовые обособления с гипидиоморфнозернистой структу-

Т а б л и ц а 8

Состав плагиоклазов пикритовых габбро-долеритов по оптическим данным

Координаты двойниковой оси (В) или нормали к шву (Д)			Символ	Состав, % АН		Характеристика зерна
Ng	Nm	Np		низко-темп.	высо-котемп.	
60,5	70	37	V[001]	62	57	Шл. 219/441. Идиом. таблица с хадакрисами оливина
56,5	85	34,5	V[001]	82	68	Крушн. вытян. табл. с хадакрисами оливина
57,5	75	36,5	V[001]	68	60	Ойкокрис неправильной формы с хадакрисом плагиоклаза
$\lambda 18$	$\phi 30$	—	$D \perp (010)$	62	53	Хадакрис в плагиоклазе
$\lambda 20$	$\phi 33$	—	$D \perp (010)$	65	58	Хадакрис в зональном зерне клинопироксена
—	—	—	—	65	65	То же
$\phi 34$	$\lambda 46$	—	$D \perp (001)$	68	59	$Ng=1,570$; $Np=1,562(\pm 0,002)$ Шл. 134. 8/202. Мелкое зерно в ин-терстиции
68	28	73,5	$V \perp [001]$	90	80	Ксеноморфное зерно
—	$\lambda 36$	$\phi 26$	(010)	57	51	Мелкие идиоморфные таблички в ос-новной массе
—	—	—	$D \perp (001)$	58	58	То же
54	86,5	36,5	V[001]	94	86	Шл. 213/441. Вытянутая зональная табличка с хадакрисом оливина Центр
62	66	38,5	V[001]	58	54	Край
$\lambda 27$	$\phi 20$	—	$D \perp (010)$	70	65	Квадратная зональная таблица Центр
$\lambda 6$	$\phi 22$	—	$D \perp (010)$	45	38	Край в контакте с сульфидом
61,5	32,5	76,5	$V \perp [001]$	98	90	Хадакрис в крупном ойкокрисе оливина
$\lambda 8$	$\phi 28$	—	(010)	49	43	Вытянутая мелкая таблица
—	—	—	$D \perp (010)$	50	50	То же
$\lambda 31$	$\phi 30$	—	$D \perp (010)$	81	69	$Ng=1,563$; $Np=1,554$ Шл. 152/2826. Крупный ойкокрис
$\lambda 26$	$\phi 21$	—	$D \perp (010)$	68	63	Ксеноморфная таблица в основной массе
—	—	—	—	94—51	—	Центр Край
				93—49		$Ng=1,584-1,563$; $Np=1,573-1,554$;
				20—58		$Ng=1,548-1,567$;
				20—59		$Np=1,539-1,560$;

рой. Размеры их обыкновенно не превышают нескольких миллиметров, реже первые сантиметры.

Непременным минералом пикритовых габбро-долеритов здесь является красновато-бурый **биотит**, представленный чешуйками со средним размером 0,1—0,6 мм, а также их скоплениями; в отдельных участках в породе наблюдается до 1—2% биотита от общей массы породы. Биотит отчетливо развивается по пойкилокристам пироксенов, образуя иногда гребенчатые метакристаллы, наследующие формы зерен пироксена. Довольно часто он тяготеет к выделениям сульфидов и магнетита, но встречается и отдельно от них. Вдоль спайности биотита нередко наблюдаются вросстки магнетита. Иногда края чешуек приобретают отчетливый зеленый цвет и еще дальше к периферии могут становиться бесцветными (там, где биотит находится в скоплениях совместно с хлоритом, серпентином, пренитом). Показатели преломления красновато-бурого биотита дают интервал $N_g=1,615-1,623$, до 1,645. Его железистость по диаграмме В. С. Соболева (1950) может быть оценена интервалом 22—30 до 50% железистого компонента (см. рис. 8).

Заметно менее по сравнению с биотитом распространена **бурая роговая обманка**. Она отчетливо развивается по зернам клинопироксена, изредка образуя в отдельных участках сплошные псевдоморфозы. Размер выделений роговой обманки колеблется в пределах 0,1—0,3, до 1 мм в диаметре. Угол оптических осей, неоднократно измеренный по двум выходам, характеризуется интервалом (—) $83-86^\circ$ (чаще -85°). Изредка наблюдаются полисинтетические двойники. Плеохроизм: по N_g — коричневатобурый, по N_m — светло-бурый, по N_p — от светло-розового до бесцветного. Схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$. Показатели преломления: $N_g'=1,676$; $N_p'=1,660$. Часто в зернах наблюдается зональное строение, причем широкая краевая зона представлена уже зеленой роговой обманкой, плеохроирующей от коричневатозеленой (по N_g) до зеленоватожелтой (по N_p), для зеленой роговой обманки угол $2V$ равен (—) $80-83^\circ$. Угол cN_g около 13° . Показатели преломления: $N_g=1,664$; $N_p=1,642$. Судя по показателям преломления (см. рис. 8), в составе бурой роговой обманки находится 22%, а в зеленой 25% железистого компонента. Крайняя узкая периферическая зона может быть уже представлена волокнистым сине-зеленым амфиболом.

В породе наблюдаются мелкие идиоморфные зерна (0,01—0,08 мм в диаметре) **хромита**, образующего неравномерно распределенные облаковидные скопления (0,15—0,3 мм в диаметре), реже прожилки. Интересно, что границы скоплений очень резкие. Иногда одна половина кристалла густо заполнена зернами хромита, а вторая их совершенно не имеет. В участках скоплений видно, что включения хромита равномерно насыщают зерна других минералов (за исключением оливина, где хромита заметно меньше); в том числе биотита и сульфидов. Иногда также наблюдаются ореолы хромита вокруг круглых в сечении пор, выполненных пренитом, причем пренит включений хромита уже не имеет. Пикритовые габбро-долериты имеют более или менее равномерно распределенную вкрапленность сульфидов как мелкую интерстиционную неправильной формы (со средним размером 0,08—0,5 мм), так и крупную каплевидную и эллипсовидную (с размерами в несколько миллиметров до 1 см и более). Каплевидная вкрапленность обыкновенно имеет расслоенное строение, причем нижняя часть представлена пирротином, верхняя — халькопиритом, в промежутке между ними часто наблюдаются выделения пентландита. Халькопирит может образовывать также венцовые каймы вокруг пирротина с локализацией основной массы халькопирита обыкновенно в верхней части вкрапленника, хотя отмечались и исключения из этого правила. Мелкая интерстиционная вкрапленность может быть представлена только пирротинном или халькопиритом, а может и слагаться ими совместно. В штуфах породы можно видеть линейно вытянутые цепочки

каплевидных вкрапленников, наследующие положение прототрещин. Крупная вкрапленность сульфидов часто сопровождается выделениями магнетита, биотита, бурой роговой обманки, пренита, ангидрита, серпентина и хлорита.

Выделения магнетита обыкновенно имеют неправильную форму, иногда жилковидную. Последняя характерна для позднего магнетита, развивающегося вдоль системы субпараллельных микротрещин при пересечении ими сульфидных вкрапленников. Кое-где поздний магнетит наблюдался в виде периферических каем вокруг сульфидных вкрапленников, чаще в виде мелких выделений совместно с серпентином при замещении оливина. Изометричные и неправильные выделения раннего магнетита могут иметь периферические каймы сульфидов, либо находиться в виде реликтов, в том числе скелетных, среди крупных вкрапленников и шпиров сульфидов. Отдельные участки породы имеют сидеронитовую структуру.

Вдоль системы субпараллельных микротрещин, пересекающих все минералы породы, по оливину и пироксену обыкновенно развиваются прожилки серпентина, реже хлорита, по плагиоклазам — пренит. Кое-где вдоль этих трещин развиваются и сквозные прожилки серпентина, хлорита, пренита, кальцита. Пренит образует как псевдоморфозы по кристаллам плагиоклаза, так и гнезда лучистых и гранобластовых агрегатов зерен.

Серпентин представлен несколькими разновидностями. Самая распространенная — бесцветная с положительным удлинением, тонкочешуйчатая до волокнистой ($Ng=1,573$; $Np=1,559$) — составляет основную массу псевдоморфоз по оливину, среди петель которой располагаются участки слюдоподобного минерала идингсит-булингитового типа ($Ng'=1,580$; $Np'=1,575$). Подобная разновидность слагает и прожилки. Менее распространены разновидности зеленого и голубого цвета, как волокнистые, так и чешуйчатые.

Пикритовые габбро-долериты Северо-Восточной ветви микроскопически мало отличаются от таковых Ю.-з. ветви. Оливин во многих случаях почти не изменен, но часто вдоль трещинок внутри пидморфных зерен располагается мелкая вкрапленность магнетита (со средними размерами 0,015—0,07 мм в диаметре), реже дендритовидные его выделения. Интервал значений угла $2V$ достаточно широк. Намечаются (см. рис. 11) компактные группы (+) $85-89^\circ$, (-) $88-84^\circ$, отмечены также $+83$ и -80° . Показатели преломления оливина составляют интервал значений $Ng=1,711-1,724$; $Np=1,678-1,689$. Судя по оптическим свойствам, в составе оливина находятся чаще всего 18—28% Фа, реже 0—10% Фа, еще реже 35% Фа (см. рис. 8). Оливин может кое-где частично замещаться серпентином вдоль характерной ветвящейся паутины трещин и вдоль системы субпараллельных микротрещин. В отдельных участках происходит образование по оливину полных псевдоморфоз бесцветного до светло-зеленого серпентина (удлинение +, $Ng'=1,572$; $Np'=1,559$). Интересно отметить, что в лейкократовых микроучастках породы изредка наблюдался оливин как в виде гранулированных форм, так и в виде пойкилокристов.

Клинопироксен, будучи представлен ойокристами, включает хадкрисы оливина и реже плагиоклаза (также включающего оливин). Соотношения клинопироксена и ортопироксена резко изменчивы (от почти полного отсутствия до значительного преобладания ортопироксена). Суммарное их количество редко бывает выше 30%. Углы $2V$ дают интервал (см. рис. 11) (+) $47-57^\circ$ с преобладанием следующих значений: (+) 47° , 51° , 53° , 56° , что фиксирует заметный сдвиг в сторону общего увеличения угла $2V$ по сравнению с таковыми для пикритовых габбро-долеритов Ю.-з. и С.-з. ветвей. Отмечается зональное строение пойкилокристов (в краевой части чаще угол $2V=+47^\circ$) и изредка простые и полисинтетические двойники. Многие измерения $\angle cNg$ методом Д. С. Коржинского

дали значения 40°; 41,5; 43,5; 44; 45,5°, что показывает гораздо более широкий интервал, чем в Ю.-з. ветви. Показатели преломления клинопироксена ($\pm 0,002$) дают следующие интервалы: $Ng=1,700-1,712$; $Np=1,685-1,693$. Судя по оптическим свойствам (см. рис. 8), в составе клинопироксена 31—25% КлЭн; 55—39% Ди и 14—36% Гед. Часто отмечается распад ойкокрисстов на блоки со своей оптической ориентировкой, особенно в контакте с крупными выделениями сульфидов. В составе пойкилокрисстов **ортопироксена** около 20—25% Фс (угол $2V=(-)79-81^\circ$; $Ng=1,697$; $Np=1,688$). Интервал значения угла $2V$ заметно сдвинут в сторону увеличения по сравнению с таковыми Ю.-з. и С.-з. ветвей (см. рис. 11).

Плагноклаз представлен как гипидиоморфными, так и ксеноморфными выделениями размером $0,5 \times 0,15$, до 1 мм в диаметре. Часто наблюдается зональное строение, особенно в крупных идиоморфных протокристаллах до 2 мм в диаметре. Количество плагноклаза может сильно колебаться от участка к участку. В лейкократовых участках типа шпиров с нечеткими контактами количество оливина сокращается до 10—20%, причем эти участки в значительной степени могут состоять из слившихся ксеноморфных кристаллов (ойкокрисстов) плагноклаза. В меланократовых микроучастках количество оливина возрастает до 60—80%, а доля плагноклаза резко сокращается до 10—15%. Составы плагноклаза, как показали измерения, находятся в широком диапазоне от № 95 до 50, с максимумами, приходящимися на №№ 80 и 72 (см. рис. 11). В краевых частях наблюдаются составы от №№ 58—42 до 18—20 в измененных участках породы. При этом фиксируется альбитовый, карлсбадский и периклиновый законы двойникования (в порядке уменьшения распространенности). Для сопоставления с замерами федоровским методом были проведены иммерсионные исследования ($\pm 0,002$), которые показали интервал значений для центральных частей и незональных зерен: $Ng=1,572-1,578$; $Np=1,565-1,570$, что соответствует (см. рис. 8) №№ 86—73. Для краевых частей зональных кристаллов $Ng=1,572-1,565$; $Np=1,565-1,560$, что соответствует №№ 73—56.

Бурая роговая обманка отчетливо развивается по пойкилокристам пироксенов, реликты которых обнаруживаются среди нее, реже по плагноклазу. Чаще она образует сплошные или прерывистые каймы или мелкие участки замещения (до 1 мм в диаметре). Проявляется в тесной ассоциации с чешуйками и метакристами бурого биотита и выделениями рудных минералов (сульфиды, магнетит). Показатели преломления: $Ng=1,684$; $Np=1,665$; $\angle 2V=(+)89-90^\circ$, $\angle cNg=22^\circ$. Можно полагать (Соболев, 1950; см. рис. 8), что ее общая железистость составляет около 30 мол.%. В зональных метакристах, развивающихся по пойкилокристам клинопироксена среди сульфидов (табл. III, 2), в центральной части $\angle 2V=(-)78-80^\circ$, $\angle cNg=24^\circ$, в краевой — $\angle 2V=(-)86^\circ$, $\angle cNg=10^\circ$. Плеохроизм по Ng розовато-бурый, по Nm — светло-бурый, по Np — от светло-бурого до бесцветного. Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Кое-где кристаллы роговой обманки вдаются прямо в выделения сульфидов (табл. III, 3), а сами могут замещаться биотитом.

Биотит представлен метакристами бурого и буровато-оранжевого цвета (0,5—1 мм в диаметре) с зелеными краевыми частями. Метакристы могут включать в себя оливин, плагноклаз, хромит, магнетит, причем биотит иногда имеет непосредственный контакт со свежим оливином (без промежуточной каймы серпентина). Показатель преломления Ng равен 1,645 (для красно-бурого) и 1,629 (для буровато-оранжевого), что предполагает (Соболев, 1950; см. рис. 8) нахождение в составе соответственно 50 и 35% железистого компонента. Следует заметить, однако, что здесь, как и в случае бурой роговой обманки, не учтено влияние титана и железистость на самом деле может быть заметно ниже, на что указывают и имеющиеся их одиночные химанализы.

Мелкие кристаллы хромита (0,015—0,06 мм в диаметре) кучками неравномерно распределяются в породе, причем в лейкократовых участках он может составлять до 10—15% общего объема породы. Отмечается явная приуроченность хромита к выделениям плагиоклаза, биотита, сульфидов и менее — пироксенов. Как правило, свободны от включений хромита зерна оливина. Избирательное насыщение плагиоклаза хромитом отмечается не везде и явно тяготеет к сопредельным участкам породы с тахситовыми габбро-долеритами.

Выделения сульфидов имеют как округлую каплевидную форму (в диаметре 0,15—0,3 мм, а часто и более), так и неправильную (размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров). Сульфиды могут проникать в ойкокрсты пироксенов, роговую обманку и биотит, замещая их. Отмечены случаи, когда каплевидные вкрапленники сульфидов (до 1 мм в диаметре) располагаются внутри ойкокрстов клинопироксена (табл. III, 4), причем иногда заметны и проводнички, связывающие их с сульфидами внешней части, а также развитие по вмещающему их клинопироксену бурого биотита. Сульфиды представлены выделениями пирротина, пентландита и заметно более позднего халькопирита. Количество этих минералов во вкрапленниках меняется от существенно пирротинового до существенно халькопиритового состава. Количество самих вкрапленников от участка к участку различается — от редкой вкрапленности до скоплений и шпиров с сидеропитовой структурой. В отдельных участках такие же структуры дает магнетит. Взаимоотношения сульфидов с магнетитом разнообразны. Выделения раннего магнетита (титаномагнетита) корродируются вплоть до полного замещения сульфидами. Часть магнетита, по-видимому, равновесна и сосуществует с сульфидами, как это ранее отмечалось А. Д. Генкиным (1949). Поздний магнетит отчетливо развивается по сульфидам вдоль сети трещин и сопутствует серпентину.

Кристаллы апатита достигают 1 мм в диаметре и явно приурочены к выделениям рудных минералов, биотита и роговой обманки. Кое-где наблюдаются одиночные зерна сфена. Совместно с серпентином в псевдоморфозах по оливину иногда наряду с поздним магнетитом наблюдаются периферические каймы и звезда мелкочешуйчатого талька. Показатели преломления его: $N_g' = 1,586$; $N_p' = 1,544$, что указывает на присутствие в составе около 2% железистого компонента (Вицчелл, 1949). По плагиоклазу в измененных участках наблюдается значительное развитие мелкозернистых и лучистых агрегатов пренита. Особенно часто он развивается вдоль системы субпараллельных микротрещин.

Пикритовые габбро-долериты Северо-западной ветви в принципе мало отличимы от пикритовых габбро-долеритов других ветвей, однако в деталях имеется некоторое отличие. Оливин представлен в основном идиоморфными зернами (0,3—0,8 мм в диаметре), слагающими 30—55% общего объема. Отмечены и мелкие пойкилокрсты, приуроченные к лейкократовым микроучасткам (1—3 мм в диаметре) оливин-плагиоклазового состава. Изредка отмечаются гранулированные формы с величиной зерен 0,03—0,1 мм в диаметре. Значительная часть оливина уже замещена псевдоморфозами серпентина (удлинение $+$, $N_g' = 1,570$; $N_p' = 1,562$), а также зеленого идингситового минерала ($N_g' = 1,598$; $N_p' = 1,546$). Гранулированные зерна замещаются идингситом. Отмечены случаи, когда они располагаются полосами шириной 0,5—1 мм вдоль системы субпараллельных микротрещин. «Гранулы» оливина могут располагаться как внутри пойкилокрстов клинопироксена, так и за их пределами, в том числе среди сульфидов. Изучение оливина на федоровском столике показало интервал значений угла $2V$ $(+)$ 88 — $(-)$ 86°, отмечены также $+84$ и $(-)$ 83—84° (см. рис. 11). Показатели преломления оливина: $N_g = 1,710—1,714$; $N_p = 1,678—1,680$. Судя по оптическим свойствам, в составе оливина чаще находится 19—23% Фа, реже 6—10% Фа.

Клинопироксен, как и ортопироксен, представлен ойкокритами размером 1—2 мм в диаметре, содержащими многочисленные хадакрисы оливина, реже плагноклаза. В сумме пироксены составляют 12—30% общего объема породы. Количественные соотношения клино- и ортопироксена резко колеблются (см. рис. 10, диаграмму КлП, ОртП, Ол). Измерение $\angle 2V$ клинопироксена дает интервал от $+43$ до $+54^\circ$ с максимумами $+45$, $+49$ и $+54^\circ$. Кое-где наблюдается зональное строение ($\angle 2V$ центр $+49^\circ$, край $+54^\circ$). Двойники наблюдаются редко. Угол cNg около 43° . Показатели преломления: $Ng=1,705-1,710$; $Np=1,684-1,688$. Судя по оптическим свойствам (см. рис. 8), в составе клинопироксена имеется 42—26% КлЭн, 33—43% Дн и 25—31% Гед.

Ортопироксен слагает ойкокрисы, которые часто имеют вид каем облекания вокруг зерен оливина. Кое-где в них наблюдается блоковое строение. Измерение угла $2V$ дает интервал ($-$) $66-77^\circ$ (см. рис. 10), в котором имеются максимумы со значениями -68 и -77° . Показатели преломления: $Ng=1,700$; $Np=1,690$. Судя по оптике, в его составе 20—29% железистого компонента (см. рис. 8).

Ксеноморфные (типа ойкокрисов) и гипидноморфные выделения **плагноклаза** имеют размеры 0,3—1 мм в диаметре. Часто отмечается зональное строение, полисинтетические двойники. Количество в породе колеблется в пределах 15—40%, чаще 25—35% общего объема породы. Федоровским методом получены следующие интервалы составов: №№ 97—100; 89—74; 70—64; 61—51 с максимумами №№ 100, 80, 70, 65, 59, 55, 52, среди которых выделяется максимум для № 80. В центральных частях зональных кристаллов наблюдаются составы №№ 100—78, в краевых №№ 74—53. Наиболее широко развиты альбитовый, карлсбадский и альбит-карлсбадский законы двойникования. Проведенные для сравнения иммерсионные исследования ($\pm 0,002$) показали интервал значений $Ng=1,570-1,580$; $Np=1,562-1,572$ (для центральных частей) и $Ng=1,560-1,552$; $Np=1,550-1,543$ (для краевых). Соответственно для центральных зон получены (см. рис. 8) № 88—65, для краевых — № 42—30.

Совместно с чешуйками биотита **бурая роговая обманка** частично замещает пойкилокрисы пироксенов. Кое-где наблюдается зональное строение, причем в центре наблюдается густая бурая окраска. Показатели преломления: $Ng=1,660$; $Np=1,640$. Судя по Ng (см. рис. 8), в ее составе может находиться около 10—20% железистого компонента. Периферическая часть зональных кристаллов обыкновенно представлена светлозеленой (до бесцветной) разновидностью роговой обманки. Часто выделения бурой роговой обманки наблюдаются в местах соприкосновения клинопироксена с крупными выделениями сульфидов, но могут проявляться и вне связи с ними. Мелкие чешуйки и метакрисы (0,1—0,5, до 1 мм в диаметре) биотита наблюдаются обычно в тесной ассоциации с проявлением рудных минералов и могут располагаться прямо среди них.

Биотит обладает интенсивным плеохроизмом (по Ng — красновато-бурый, по Np — светло-желтый). Отчетливо развивается по пойкилокрисам пироксенов как в краевых, так и в их центральных частях. Иногда наблюдается зональное строение (центр красновато-бурый, край зеленый, крайняя периферия — бесцветная). Краевые части могут замещаться голубовато-зеленым хлоритом. Показатель преломления ($\pm 0,002$) бурого биотита $Ng=1,618-1,620$, что указывает на возможное присутствие (см. рис. 8) в составе около 25—28% железистого компонента. Кое-где биотит образует сплошные «чехлы» вокруг мелких сульфидных вкрапленников, а также вокруг кристаллов плагноклаза, находящихся среди сульфидов (табл. IV, I) подчеркивая расположение хадакрисов плагноклаза внутри бывшего ойкокриса пироксена, замещенного сульфидами.

Скопления зерен хромита наблюдались только в частично такситизированных пикритовых габбро-долеритах в виде неравномерно распреде-

ленных кучек зерен (0,01—0,05 мм в диаметре). Выделения сульфидов в породе распределяются неравномерно. Есть участки, где они представлены редкими интерстиционными вкрапленниками 0,1—0,3 мм в диаметре. Дендритовидные выделения кое-где располагаются среди пойкилокристов клинопироксена (см. табл. II, 2). Иногда сульфидный вкрапленник дает глубокие ответвления и «затекн» внутрь соседнего пойкилокрита пироксена.

В участках с сидеронитовой структурой можно наблюдать многочисленные слившиеся интерстициальные вкрапленники сульфидов размером 0,5—5,0 мм. Наблюдаются также каплевидные и ленточковидные вкрапленники до 1 см и более в диаметре. Цемент в сидеронитовых участках частично представлен сульфидами, частично магнетитом. Значительная часть вытянутых «вростков» магнетита в сульфиды, а также его оторочки вокруг сульфидов явно связаны с процессом серпентинизации, поскольку серпентин развивается на продолжении тех же трещин, в которых локализируются «вростки» магнетита. В случае расположения кристаллов плагиоклаза среди сульфидов, в первых появляется неровная кайма значительно более кислого состава (табл. IV, 3). Плагиоклаз кое-где замещается агрегатами зерен пренита.

Иногда избирательно пренитизируется только центральная часть кристалла. Пренитизация начинается вдоль системы субпараллельной микротрещиноватости, вдоль которой в оливине появляется серпентин, иддингсит, поздний магнетит, а в пироксене — хлорит. Серпентин и иддингсит возникают, по-видимому, неодновременно, и если первый наблюдается в породе повсеместно, то второй развивается избирательно в отдельных участках породы. Интересно отметить, что при замещении оливина иддингсит-боулингом сетчевидные прожилки серпентина сохраняются. Иддингсит-боулинит, слагающий псевдоморфозы по оливину, по Ng — буровато-зеленый, по Nm — оливково-зеленый, по Np — зеленовато-желтый (схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$, угол $2V = (-)68-70^\circ$, $Ng' = 1,598$; $Np' = 1,546$). Отклонение погасания от прямого $7-8^\circ$. Координаты спайностей: $sp_1 - Ng 88^\circ, Nm 73^\circ, Np 17^\circ$; $sp_2 - Ng 90^\circ, Nm 3^\circ, Np 87^\circ$.

Пикритовые габбро-долериты Хараелакской ветви от одноименных пород других ветвей интрузива отличает ряд характерных черт. Прежде всего, они в значительной степени ороговикованы, что выражается в грануляции поробразующих минералов. Оливин проявляется в виде идиоморфных изометричных и слабовытянутых по Nm дипирамидальных кристаллов (размером 0,5—1,2 мм) с совершенной огранкой. Реже отмечается мелкогранулированная россыпь и более крупные ксеноморфные «лапчатые» зерна, размером 0,1 до субмикроскопических у первых и до 2—2,5 мм у вторых. Мелкие гранулированные зерна как хадакристы включены в ойкокристы плагиоклазов, пироксенов и реже оливинов. Кристаллооптические свойства оливинов следующие: значение угла $2V$ изменяется от $(-)84-88$ до $(+)86-88^\circ$, наиболее часто встречающиеся значения $(+)86, 88, 90^\circ$. Показатели преломления изменяются в интервалах: $Ng = 1,703-1,727$; $Np = 1,664-1,689$, что позволяет установить (см. рис. 8) основной интервал железистости оливина в 16—25% Фа. Оливин замещается иддингсит-боулинитом и пластинчатым серпентином ($Ng = 1,551-1,568$; $Np = 1,546-1,564$). Серпентинизация нередко бывает настолько интенсивной, что мы уже имеем дело с апопикритовым серпентинитом, часто оруденелым. Серпентин в ряде случаев переходит в тальк, часто по нему развивается сотовый гидрогранат ($N = 1,720-1,728$), реже везувиан ($Ng = 1,708$; $Np = 1,703$).

Клинопироксен представлен крупными пойкилокристами с многочисленными вростками плагиоклаза и оливина, по отношению к которым у него обычно проявляется ксеноморфизм. Подобные же пойкилокристы и каймы облеkania оливина образует ортопироксен (табл. 9). По краям

и нередко нацело пироксены замещаются бурой роговой обманкой, красно-бурым биотитом с рудной сыпью и сине-зеленым амфиболом. Значения угла $2V$ для клинопироксенов колеблются от $+44$ до $+56^\circ$ (см. рис. 11). Крайние значения, превышающие 60° , по-видимому, можно считать принадлежащими метасоматическим разностям. Основной интервал колебаний угла cNg от 35 до 39° . Показатели преломления: $Ng = 1,703$; $Np = 1,682$. Состав клинопироксена по данным оптики (см. рис. 8) соответствует: 22% Гед, 40% Ди, 38% КлЭн. Для ортопироксенов угол $2V$ изменяется от -69 до $+84^\circ$, показатели преломления равны: $Ng' = 1,680$; $Np' = 1,670$, отсюда можно предполагать в его составе 6–13% Фс (см. рис. 8).

Плагноклаз проявляется в виде крупных таблиц, гломероскоплений размером до 0,7–1,2 см и мелких призматических, удлиненно-призматических кристаллов (0,1–0,7 мм по удлинению). Первые имеют четкую зональность и, как правило, слабое развитие двойникования, для вторых, наоборот, характерны двойники и слабо выражена зональность. Мелкие призмочки — хадакриты —растают в ойкокритах пироксенов, оливнинов и таблицы плагноклаза (протовыделения). Последние в большинстве случаев замещаются пренитом. Показатели преломления дают интервал $Ng = 1,582$ – $1,569$. Состав плагноклазов по данным оптики колеблется от 96 до 60% Ан (центр → край), а наиболее часто встречающиеся значения соответствуют 85–65% Ан (центр → край).

Биотит присутствует в виде чешуек в силикатной массе и в равной степени совместно с сульфидами, чаще с халькопиритом. Минерал представлен оранжево-бурой до кирпично-красной разновидностями. Размер чешуек достигает от 0,1–0,7 до 3,0 мм. Биотит нередко обесцвечивается с краев и переходит в зеленую разновидность. Показатели преломления основного интервала соответствуют: $Ng = 1,636$ – $1,593$; $Np = 1,594$ – $1,549$. **Рудные минералы** в пикритовых габбро-долеритах представлены магнетитом и сульфидами (халькопирит, пирротин, пентландит). Последние образуют интерстиционную и каплевидную вкрапленность, размер которой широко варьирует от субмикроскопической до нескольких сантиметров. Из аксессуарных минералов в пикритах встречается россыпь мелких кристалликов хромита и зеленой шпинели, располагающиеся в виде дорожек-полос и пятен-скоплений в силикатных минералах. Размер зерен 0,02–0,3 мм.

Сопоставление особенностей оптических свойств породообразующих минералов пикритовых габбро-долеритов всех ветвей (см. рис. 11, табл. 9) наглядно показывает некоторые отличия, в частности, по максимумам распространенности тех или иных значений углов $2V$ оливина, ортопироксена, клинопироксена, что прямо указывает на отличия в их составе. Имеются различия и в распространенности составов плагноклаза.

Особенности химического состава пикритовых габбро-долеритов (минимально оруденелых пород, а не руд) можно видеть на табл. 28 и на диаграммах, отражающих соотношения главных породообразующих минералов (см. рис. 10). Интересной особенностью почти всех этих диаграмм является плавный переход от скоплений фигуративных точек пикритовых к таковым оливниновым и далее безоливниновым габбро-долеритов и габбро-диоритов.

Пикритовые габбро-долериты С.-з. ветви заметно отличаются от пикритовых габбро-долеритов С.-в. ветви обедненностью нормативным рудным минералом. Это проявляется и в меньшей окисленности железа в породах С.-з., а также и Ю.-з. ветвей по сравнению с породами С.-в. ветви, и в том, что коэффициенты железистости у пикритовых габбро-долеритов в С.-з. ветви явно ниже, чем для С.-в. и, особенно, Ю.-з. ветвей. Можно видеть, что среди фемических минералов при более или менее постоянном содержании клинопироксена наблюдаются широкие вариации в соотношении ортопироксена и оливина. Подобная же зависимость наблю-

Пикритовые габбро-долериты (сопостави

Характеристика	Юго-западная ветвь					
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Ви	Бурая Р. О.
Форма зерен	Подморфная	Пойкилокрпсты		Таблитчатая и ксеноморфная	Чешуйки и метакристы	
Размер в диаметре, мм	0,3--1,0 до 2	1--3 до 5	1--2	0,2--1,5	0,1--0,6	0,1--0,3 до 1,0
Количество, %	25--50, реже более	15--30		20--35	1--2	До 1
$\angle cNg^\circ$	—	45--45,5	—	—	—	—
$\angle 2V^\circ$	(+)84— (-)81, часто(-)85, 89.(-)88	(+)41— 55, чаще 46,49	(-)68— 80, чаще —76	—	—	(-)83— 86, чаще —85
$Ng (\pm 0,002)$	1,705— 1,721	1,697— 1,707	1,704— 1,698	1,584— 1,563— центр: 1,548— 1,567— край	1,615— 1,623	1,676
$Np (\pm 0,002)$	1,674— 1,688	1,674— 1,684	1,694— 1,683	1,573— 1,554— центр: 1,560— 1,539— край		1,660
Железистость, мол. %	18--27	15--25 до 37	24--30		20--30	22
Состав, %	18--27 Фа 82--73 Фо	35--37 Дл 50--26 КлЭн 15--37 Гед	20--30 Фс 80--70 Эн	Центр → → край (фед. мет.) (98--80)→ →(68--62)→ →(56--50)→ → 43 Ан	—	—
Вторичные изменения	Серпентин	Хлорит, биотит, роговая обманка	Хлорит, биотит	Пренит	Хлорит	Зеленая роговая обманка и хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	От пойкилофитовой до сегрегационной и сидеронитовой. Равномернозернистая массивная до атакитовой. Сульфиды (халькопирит, пентландит, пирротин), магнетит					

Таблица 9

тельная таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь					
Ол	КлП	ОртП	Пл	Би	Бурая Р.О.
Изометричные зерна	Пойкилокристы		Таблитчатая и ксеноморфная	Чешуйки и метакристы	Чешуйки и метакристы
0,15—0,8, до 1,2	1,5—3, до 5	1,5—3,0	0,5×0,15, до 2	0,5—1	До 1
25—60, реже более		15—30	15—30	1—2	Един. зерна до 1
—	40; 41,5; 43,5; 44	—	—	—	22 до 10
(+)85—89, (-)88—84	(+)47—57, часто 47, 51,53—56	(-)79—81			(+)89—90, (-)78—80
1,711—1,724	1,700—1,712	1,697	1,572—1,578	Красно-бурый 1,645, буро-оранжевый 1,629	1,684
1,678—1,689	1,685—1,693	1,668	1,565—1,570		1,665
18—28	14—36	25—20		50 и 35	30
18—28 Фа 82—72 Фо	31—25 КлЭп 55—39 Дп 14—36 Гед	20—25 Фс 80—75 Эп	(95—58)→ →(50—42) Ап (фед. мет.)		
Серпентин, реже иддингсит-боулинит	Хлорит, биотит, роговая обманка	Пренит, реже альбит	Хлорит	Сине-зеленый амфибол, биотит, хлорит	

Сегрегационная до пойкилоофитовой, иногда сидеронитовая. Равномернозернистая массивная с элементами атакситовой. Сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит), магнетит.

Характеристика	Северо-западная ветвь					
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Би	Бурая Р.О.
Форма зерен	Идиоморфная, редко пойкилокристы	Пойкилокристы		Гипидиоморфная и ксеноморфная	Чешуйки и метакристы	
Размер, мм	0,3—0,8 в диаметре	1—2 в диаметре		0,3—1 в диаметре	0,1—0,5 в диаметре	До 1
Количество, %	35—55	12—30		15—40, чаще 25—35	1—2	До 1
$\angle cNg^\circ$		43				
$\angle 2V^\circ$	(+)88— (-)86, чаще 90 и (-)86	(+)43—54, чаще 45, 49,54	(-)66—77, чаще 68, 77	—	—	(-)82— 85
$Ng (\pm 0,002)$	1,710— 1,714	1,705— 1,710	1,700	1,570— 1,580— центр; 1,560— 1,552— край	1,618— 1,620	1,660
$Np (\pm 0,002)$	1,678— 1,680	1,684— 1,688	1,690	1,562— 1,512; край 1,550— 1,543		1,640
Железистость, мол. %	19—22 реже 6—10	25—31	20—29		25—28	10—20
Состав, мол. %	19—22 Фа 81—78 Фо	42—26 КлЭн 33—43 Дл 25—31 Гед	20—29 Фс 80—71 Эн	№№(100—78) →(74—53) центр→ →край (фед. мет.)	—	—
Вторичные изменения	Серпентиниддингсит-болушигит	Блотит, роговая обманка, хлорит		Пренит, альбит	Хлорит	Сине-зеленый амфибол, хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов.	Пойкилофитовая до сегрегационной и сидерофитовой. Равномернозернистая массивная с элементами атакситовой. Сульфиды (х/п, пирр., пентл.), магнетит.					

Хараелахская ветвь

Ол	КлП	ОртП	Пл	Би	Р.О.
Идиоморфная, пойкилокристы, гранулы	Пойкилокристы		Призмы, таблички, гломероскопления	Чешуйки	Чешуйки и каймы обрастания ОртП, КлП.
	ксеноморфные зерна	каймы обрастания Ол			
0,1 и менее до 2—2,5	0,3—0,5, до 3 по удл.	До 1,5	0,1—0,7 до 7—12 по удл.	0,1—0,7 до 3,0	До 1
30—60, до 70	10—30		10—30	До 3	До 1
	35,35—39; 42				
(-)84—88; (+)86—88	+48, +44—56	(-)69 (+)84			
1,703—1,727	1,703	1,680	Центр → край 1,582—1,569	1,636 — кирпично-красный; 1,593—бесцветный	
1,664—1,689	1,682	1,670	Центр → край 1,571—1,561	1,594 — кирпично-красный; 1,549—бесцветный	
0—8, чаще 16—25	22	6—13		~10(красный) ~10 (бесцветный)	
0—8 Фа; 92—100 Фо, чаще 16—25 Фа 84—75 Фо	22 Гед 40 Дп 38 КлЭн	6—13 Фс 94—87 Эн	96→60 Ан, чаще 87→ →65, центр → →край (фед. мет.)		
Идиоморфно-булынгит, чаще серпентин	Биотит, роговая обманка (бурая, зеленая), хлорит		Пренит, пелит, кальцит, гидрогранат		

Гипидиоморфнозернистая, пойкилоофитовая, сегрегационная, пойкилитовая, порфи́ровая. Однородная с элементами атакситовой. Сульфиды (х/п, шпр., цевт.), магнетит

дается при относительном постоянстве рудных минералов и для феррических и силикатных минералов пикритовых габбро-долеритов, а также между их оливином и суммой пироксенов.

Интересно отметить для характеристики феррических минералов, что при относительно постоянном коэффициенте Заварицкого c' наблюдаются вариации лишь между характеристиками f' и m' , указывающими на изменяющуюся железистость феррических минералов (а также неравномерную насыщенность породы рудными минералами) и относительное постоянство в содержании Са-пироксена. Менее заметна, чем для контактовых габбро-долеритов, зависимость между нормативными оливином и суммой рудных минералов. Более отчетливо она проявилась на дополнительных бинарных диаграммах, где выявляется тенденция падения суммы рудных с увеличением содержания оливина и повышения — с увеличением суммы пироксенов. На диаграмме Ол — Пир — Пл (см. рис. 10) видно, что минералогический состав пикритовых габбро-долеритов в основном определяется переменным соотношением Ол и Пир при незначительном изменении содержания Пл. Поскольку содержание клинопироксена относительно постоянно, а количество ортопироксена переменное за счет изменения количества оливина, можно думать, что меняющаяся сумма рудных минералов сопряжена с изменением содержания именно ортопироксена*, а неравномерность проявления рудных минералов (и ортопироксена соответственно) приводит к широкому рассею точек по площади диаграммы ОртП — КлП — Р.

Железистость пород (F) и их окисленность (φ) дают на диаграммах протяженные интервалы при относительно постоянном содержании SiO_2 , что позволяет связывать это с неравномерной насыщенностью рудными минералами (в частности, магнетитом).

3. Оливиновые габбро-долериты

К группе пород под этим названием мы относим как собственно оливиновые габбро-долериты, содержащие от 10 до 15% оливина, имеющие широкое развитие и слагающие основную массу порфирных дифференцированных трапловых интрузий и, в частности, Талнахской, так и меланократовые их разновидности с содержанием оливина 15—25% — оливин-биотитовые и троктолитовые габбро-долериты, переходные к пикритовым. При этом две последние разновидности близки и отличаются между собой присутствием или отсутствием биотита и заметно меньшим развитием пироксенов за счет большего развития плагиоклаза в троктолитах по сравнению с оливин-биотитовыми, где плагиоклаз и пироксены присутствуют примерно в равных количествах. Здесь мы последовательно рассмотрим собственно оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты.

Собственно оливиновые габбро-долериты

Собственно оливиновые габбро-долериты Юго-западной и восточной макроскопически представляют собой серые плотные среднезернистые породы с темными изометричными пятнами ойкикритов феррических минералов. Под микроскопом можно видеть, что главные минералы породы — оливин (10—15%), клино- и ортопироксен (в сумме 20—30%), плагиоклаз (45—60%). Второстепенные минералы — магнетит (и титаномагнетит), сфен, апатит, биотит (спорадически), роговая обманка, пренит, хлорит, альбит, кальцит — проявляются в переменных количествах в зависимости от степени изменения породы. Структура породы пойкило-офитовая в отдельных участках до офитовой (апопойкилоофитовой),

* Как мы увидим далее, такая сопряженность с рудными минералами, имеющими метасоматический наложенный характер, заставляет считать метасоматической и какую-то часть проявившегося здесь ортопироксена.

текстура массивная, изредка полосчатая и шпиревая — в случае неравномерного распределения темноцветных минералов.

Оливин представлен как немногочисленными крупными (до 2 мм в диаметре) ойкокритами, включающими хадакриты плагиоклаза и относительно равномерно распределенными в породе, так и одиночными изометричными зернами с характерной петельчатой трещиноватостью и размерами, не превышающими 0,3—0,7, до 1—1,5 мм в диаметре. Свежий оливин сохраняется редко, по нему чаще развиваются полные псевдоморфозы зеленого хлорит-серпентинового минерала ($Ng' = 1,594$; $Np' = 1,589$) с выделениями позднего магнетита внутри них, либо слюдоподобного идингсит-боулингитового минерала ($Nm = 1,574$). Измерения угла $2V$ в свежем оливине для мелких изометричных зерен дали интервал значений (—)83—86°, причем в случае зонального строения минимальные углы наблюдаются в их периферических частях. В крупных пойкилокритах наблюдается интервал углов $2V$ (—)86—88°. Измерение показателей преломления в иммерсии дало: $Ng = 1,722—1,726$; $Np = 1,688—1,693$. Судя по оптическим свойствам, в составе оливина находится 27—30% фаялитового компонента (см. рис. 8).

Клинопироксен представлен пойкилокритами со средним размером 1—1,5 мм, иногда достигая 3 мм в диаметре. Часто наблюдается зональное строение. В участках пород с наибольшим изменением пойкилокриты иногда приобретают зеленую окраску в периферических частях. В этих же участках довольно часто наблюдается распад пойкилокритов на отдельные полигональные блоки с самостоятельной оптической ориентировкой либо образование мелких участков пироксенового состава с микрогранобластовой структурой.

Многочисленные измерения углов $2V$ в пойкилокритах клинопироксена дают интервал (+)42—54°. Наиболее часто встречаются значения (+)47—50°, причем углы $2V$ не находятся в какой-либо зависимости от размера зерна. В зональных зернах можно видеть от центра к периферии следующую смену значений угла $2V$: (42—49°) → (50—55°) → (60—64°), причем крайняя периферическая (зеленая или бесцветная) зона уже представлена явно метасоматической разновидностью клинопироксена с интенсивной дисперсией оптических осей и обычно малым двупреломлением. Показатели преломления, измеренные в иммерсии, дают интервал значений $Ng = 1,707—1,710$; $Np = 1,682—1,686$, причем для зеленых и зеленоватых периферических краев наблюдается $Np = 1,696—1,720$. Полисинтетические двойники отмечаются редко. Угол cNg , измеренный в пойкилокритах методом Д. С. Коржинского, составляет 42°. Исходя из оптических свойств клинопироксена, можно считать (см. рис. 8), что в магматическом клинопироксене содержится 26—33% КдЭн, 41—47% Дп и 26—27% Гед компонентов. Для метасоматического клинопироксена, слагающего каймы, устанавливается 40—60% железистого компонента (Свешникова, Шабынин, 1961). Из вторичных минералов, развивающихся по клинопироксену, наблюдаются чешуйки оранжевого биотита, зеленый хлорит-серпентиновый минерал, изредка зеленая роговая обманка.

Ортопироксен и субкальциевый клинопироксен спорадически отмечаются в шлифах в виде одиночных зерен. Угол $2V$ ортопироксена колеблется в пределах (—)69—70°. Показатели преломления: $Ng' = 1,700$; $Np' = 1,690$. В его составе содержится 25—28% железистого компонента (см. рис. 8).

Плагиоклаз представлен таблитчатыми и удлиненными лейстовидными сечениями. Размер их колеблется в широких пределах. Наиболее часто встречаются размеры (0,1—0,5) × (0,25—2) мм. В подавляющем большинстве зерен наблюдаются полисинтетические двойники, реже простые, еще реже отмечаются таблички без двойников, но зато с хорошо проявившимся зональным строением. Слабо выраженная зональность отмечается в большинстве зерен плагиоклаза. Как можно видеть из

Состав плагиноклаза по оптическим данным

Координаты двойниковой оси (B) или нормали к шву (D)			Символ	Состав, % Ан		Характеристика зерна
<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>		низко-темп.	высоко-темп.	
1	2	3	4	5	6	7

Оливиновый габбро-долерит

			91—96		Характеристика зерна	
			56			
Центр: <i>N_g</i> =1,593—1,587 <i>N_p</i> =1,572—1,574 край: <i>N_g</i> =1,567 <i>N_p</i> =1,558						
38,5	73,5	57	$D \perp (001)$	97	90	Хадакрит в клиношпроксе
$\lambda 19$	—	$\varphi 17$	$D \perp (010)$	57	50	Мелкий хадакрит в клиношпроксе
39	70,5	58	$B \perp (001)$	90	80	Крупная вытянутая таблица
68	34	65	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	78	64	То же (0,9×0,4) мм
78	22	71	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	78	68	Зональная таблица (0,5×0,2 мм)
77	34	60	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	62	57	Центр → край
55	85	35,5	$B[001]$	82	69	Таблицчатый хадакрит со слабым зональным строением (0,9×0,3 мм), центр → край
64,5	76,5	29,5	$B[001]$	69	60	
65	55	44,5	$B[001]$	52	47	Мелкий хадакрит в клиношпроксе (0,18×0,08 мм)
80	28	64	$\frac{B \perp [100]}{(010)}$	3		Альбитизированная широкая таблица (0,7×0,2 мм), с проверкой по шву
19,5	72	83	$D \perp (010)$	0		

Оливин-биотитовый габбро-долерит

51	53,5	60	$B \perp (010)$	90	85	Хадакрит в КЛП
58	35,5	76	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	98	100	Таблицчатый хадакрит в КЛП (0,5×0,2 мм)
64,5	35	68	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	88	69	Узкая зональная лейста. Центр (0,4×0,1 мм)
59,5	74	34	$B[001]$	67	59	Узкая зональная лейста. Край
75	17	81	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	100	86	Прямоугольная зональная таблица (0,3×0,2 мм). Центр Край
78	34	58,5	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	61	56	
60	86	29,5	$B \perp (001)$	80	68	Выклинивающаяся лейста-хадакрит в КЛП (0,6×0,2 мм)
45	61	58,5	$B \perp (010)$	89	80	Длинная (0,5×0,15 мм) лейста между кристаллами оливина
41	61	63,5	$B \perp (010)$	80	67	Зональная таблица (0,5×0,18 мм) в основной массе. Центр Широкий край
34	58	80	$B \perp (010)$	53	47	

1	2	3	4	5	6	7
39,5	68	59	$V \perp (010)$	80	77	Хадакрисст (0,25×0,1) мм в ойкокриссте-оливина Центр: $N_g=1,573-1,584$ $N_p=1,565-1,573$ край: $N_d=1,560$ $N_p=1,554$
				72—94 72—93		
				44 48		

табл. 10, резко преобладает двойникование по второму пинакoidу с альбит-карлсбадским, карлсбадским и альбитовым законами. Очень часто таблицы плагиоклаза бывают включены в качестве хадакрисстов в ойкокриссты клинопироксена, реже — оливина. В этом случае могут наблюдаться выклинивающиеся формы табличек (от периферии к центру ойкокрисстов). Состав плагиоклаза представлен в табл. 10. Можно видеть, что намечаются две группы составов, а именно №№ 50—70 и 78—100, которые, в свою очередь, разбиваются на ряд более мелких максимумов. Не совсем ясно, насколько этот плагиоклаз упорядочен. Во всяком случае, судя по одиночным иммерсионным замерам плагиоклаза, составы измеряемых таким образом зерен также ложатся в указанные интервалы. Измерение одних и тех же кристаллов двумя способами (Заварицкий и др., 1958) дает либо близкие результаты, либо разницу в пределах 4—6 номеров, которую, по-видимому, и следует учитывать при оценке истинного номера плагиоклаза. Возможный предел составов для неупорядоченных плагиоклазов («высокотемпературных») также приводится в табл. 10.

Из вторичных изменений плагиоклаза наиболее часто наблюдается его альбитизация и пренитизация с образованием частичных или полных псевдоморфоз, реже замещение зеленым хлоритоподобным минералом, либо бурыми землистыми трудно диагностируемыми образованиями. В зонах интенсивного метасоматического замещения по плагиоклазу могут развиваться эпидот, пумпеллит, гидрогранат и гранат.

Из рудных минералов в оливиновых габбро-долеритах спорадически наблюдаются изометричные и неправильные выделения магнетита и титаномагнетита (от долей миллиметра до 1—2 мм в диаметре.) В тесной ассоциации с ними иногда наблюдаются как скопления, так и одиночные мелкие зерна плеохроирующего сфена.

Собственно оливиновые габбро-долериты Северо-восточной ветви имеют оливин в основном в виде пойкилокрисстов 0,5—2 мм в диаметре, реже в виде изометричных зерен. В ойкокрисстах оливина обычны таблитчатые хадакриссты плагиоклаза, в том числе выклинивающиеся. Часть пойкилокрисстов оливина включена в качестве хадакрисстов (табл. IV, 4) в ойкокриссты пироксенов (как ромбического, так и моноклинного). Кое-где в пойкилокрисстах оливина наблюдается блоковое строение. Измерение угла $2V$ показало интервал от $+88^\circ$ (редко) до -77° (редко) с наиболее часто встречающимися значениями в интервале $(-)89-80^\circ$. Показатели преломления дают общий интервал $N_g=1,730-1,738$; $N_p=1,703-1,694$, причем у пойкилокрисстов они несколько меньше ($N_g=1,730-1,734$), чем у мелких изометричных зерен из кучных скоплений ($N_g=1,732-1,735$). Судя по показателям преломления (см. рис. 8), в составе оливина может быть около 28—36% Фа, судя по углу $2V$, —15—36%, редко до 45% Фа. Ойкокриссты клинопироксена и ортопироксена включают в качестве хадакрисстов плагиоклаз (в том числе и зональный) и пойкилокриссты оливина. В ойкокрисстах, средние размеры которых 2—2,5 мм в диаметре, наблюдается зональное строение и иногда

двойники. В отдельных участках пойкилокристы пироксенов почти не сохраняются. Они в основном распались на блоки или гранулированы и уже представлены «пятнами» пироксенитового состава (1,5—2 мм в диаметре) с микрогранобластовой структурой (с величиной зерна 0,08—0,5 мм в диаметре) с включением лейт плаггиоклаза. Углы $2V$ равны (+)42—59° (рис. 12). В зональных кристаллах в центре (+)46—49°, в краевых частях (+)50—59°. Измерение $\angle cNg$ методом Д. С. Коржинского показало 42—42,5°. Показатели преломления: $N_g=1,714-1,721$; $N_p=1,695-1,702$, реже N_g до 1,703, N_p до 1,684. Судя по оптическим свойствам, в составе клинопироксена 30—15% КлЭн, 40—51% Ди, 30—34% Гед (см. рис. 8). Пироксены в сумме составляют до 35% общего объема породы. Соотношения их резко колеблются.

Ортопироксен представлен пойкилокристами. Иногда наблюдается четкий гиперстеновый плеохроизм. Судя по углу $2V$, наблюдается несколько генераций ортопироксена: (—)88—85°; (—)79—72,5; (—)67° (см. рис. 12), из которых количественно преобладает вторая ($N_g=1,703$; $N_p=1,691$). $\angle cNg$ иногда достигает 9°. Судя по оптике, в составе ортопироксенов 28—30% Фс (реже 12—23% Фс) (см. рис. 8).

Плаггиоклаз в одних участках имеет средние размеры $0,8 \times 0,3$, до 1,5 мм в диаметре, в других — $0,5 \times (0,15-0,08)$, до 0,15 мм в диаметре. Строение — зональное, есть простые и полисинтетические двойники, разрезы преобладают вытянутые. Отдельные участки плаггиоклазитового состава имеют гранобластовую структуру с размером изометричных зерен 0,1—0,3 мм в диаметре (с двойниками и без них). Это, наряду с блоковостью и гранулированностью пойкилокристов пироксенов, указывает на неравномерное ороговикование, которое претерпела порода. Среднее содержание плаггиоклаза — 50—60% общего объема породы. В составе плаггиоклаза отмечается несколько генераций, фиксируемых зональным строением №№ 95—85, 82—55, 50—42; вплоть до №№ 32—20 — в измененных участках породы (см. рис. 12). Показатели преломления в зональных кристаллах; в центре — $N_g=1,571-1,577$; $N_p=1,565-1,570$; в краевых частях — $N_g=1,567-1,571$; $N_p=1,560-1,562$ до $N_g=1,534$; $N_p=$

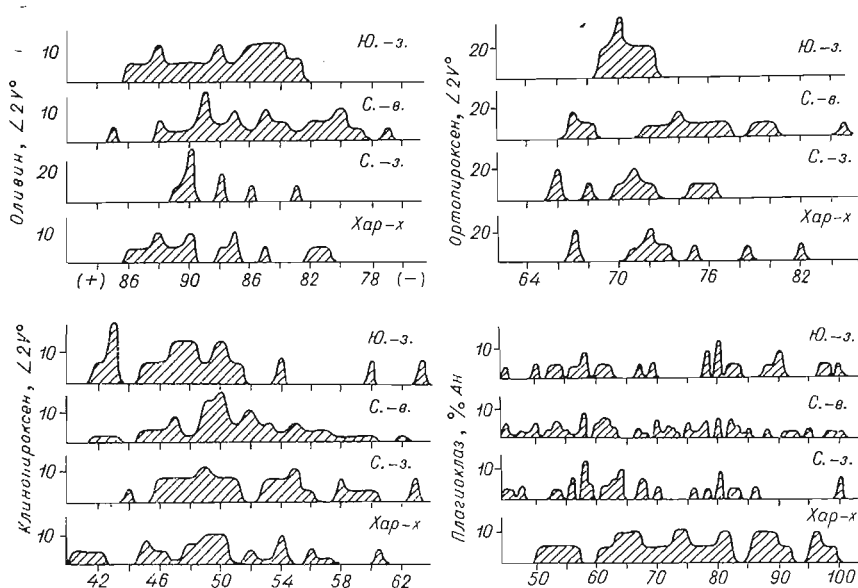


Рис. 12. Вариационные диаграммы углов $2V$ темноцветных минералов и состава плаггиоклаза в оливиновых и оливин-биотитовых габбро-долеритах по ветвям интрузива (в процентах от общего числа замеров — вертикальная ось).

=1,528, что соответствует №№ 82—68 (в центре) и 66—60 до альбита (край). По пироксенам наблюдается кое-где развитие светло-бурой роговой обманки (центр бурый, край до бесцветного) с четкими структурами замещения. Зерна ее достигают 0,8 мм в диаметре. Угол $2V=87^\circ$, $\angle cNg=14^\circ$ (замерен методом Д. С. Коржинского), $Ng=1,707$; $Np=1,679$. В ее составе находится около 50% железистого компонента (Соболев, 1950; см. рис. 8). Подобные же структуры замещения могут давать мелкие чешуйки оранжевого биотита, выделения магнетита неправильной формы (0,08—0,6, до 1,5 мм в диаметре) совместно с зернами граната, а также светло-зеленый хлорит. По плагиоклазу развивается в основном пренит, по оливину — оливково-зеленый иддингсит-боулингитовый минерал. Кое-где совместно с магнетитом отмечен зеленый клинопироксен, развивающийся по первичному бесцветному клинопироксену.

Собственно оливиновые габбро-долериты Северозападной ветви и подобны таковым других ветвей. Тем не менее, они обладают оригинальными чертами, расширяющими общую характеристику описываемых пород. В среднем количество оливина составляет 10—15% общего объема породы. Наблюдаются как пойкилокристы с размерами 0,5—1 мм в диаметре, так и изометричные зерна со средним размером 0,3—0,6 мм в диаметре, а также зерна с блоковым строением (с диаметром отдельных «блоков» и «гранул» 0,08—0,16 мм в диаметре). Ойкокристы имеют неправильную, иногда даже дендритовидную форму, включают хадакристы плагиоклаза и, в свою очередь, иногда бывают включены в качестве хадакristов в ойкокристы пироксенов.

Значительная часть оливина замещена зеленым иддингсит-боулингитовым минералом, реже серпентином с образованием псевдоморфоз, иногда с периферическими ореолами мелкочешуйчатого талька. В сохранившихся зернах свежего оливина угол $2V$ имеет значения 90 — $(-)$ 83° , наиболее часто встречается 90° . Показатель преломления $Np=1,690$ — $1,695$ как для изометричных зерен, так и для пойкилокристов. Судя по оптическим свойствам, в составе оливина находится 30—33% Фа (см. рис. 8).

Пойкилокристы пироксенов (размером 1,5—3,0 мм в диаметре) бывают часто замещены бурой роговой обманкой, зеленым лучистым амфиболом, реже чешуйками бурого биотита. Угол $2V$ для клинопироксена равен (+) 49 — 58° . Угол cNg , измеренный методом Д. С. Коржинского, равен $42,5$ — $43,5^\circ$. В зональных зернах в центральных частях наблюдаются углы $2V$ от $+44$ до $+56^\circ$, в широких краевых частях значение угла $2V$ резко возрастает от (+) 63 — 66 до (+) 71 — 74° — в зеленых периферических частях в контактах с альбитом и пренитом. В одном из зональных зерен отмечены следующие значения угла $2V: 1)$ бесцветный центр $+56^\circ$, $2)$ светло-зеленая промежуточная зона $+65^\circ$, $3)$ интенсивно зеленая периферия $+74^\circ$. Показатели преломления составляют интервал $Ng=1,706$ — $1,722$; $Np=1,684$ — $1,698$. Судя по оптическим свойствам, в составе центральных частей зональных зерен 30—16% КлЭн, 41—47% Ди и 29—37% Гед (см. рис. 8).

Пойкилокристы ортопироксена обладают отчетливым гиперстеновым плеохроизмом. Измерение угла $2V$ дает интервал $(-)$ 70 — 76° , редко снижается до -66° . Показатели преломления ($\pm 0,002$): $Ng'=1,700$; $Np'=1,690$. Судя по оптике (см. рис. 8), в его составе 20—28% железистого компонента. Количественные соотношения пироксенов резко колеблются.

Плагиоклаз (до 60% общего объема породы) представлен вытянутыми таблицами (0,3—0,6, до 1 мм в длину). Имеются также участки, где размер заметно меньше и плагиоклаз представлен лейстами 0,08—0,16 мм в длину. Наряду со случаями слабо выраженной зональности во многих кристаллах отмечена такая последовательность зон: (80—83) — (58—64) — (46—36)% Ан. Полисинтетические двойники практически пов-

семестны с преобладанием альбитового и карлсбадского законов двойникования. У хадакристов плагиоклаза в клинопироксене иногда наблюдаются выклинивающиеся формы к центру вмещающего зерна. Показатели преломления в зональных кристаллах: в центре — $N_g=1,588-1,565$; $N_p=1,576-1,556$, в краевых частях — $N_g=1,570-1,558$; $N_p=1,560-1,548$, до $N_g=1,536$; $N_p=1,528$, что соответствует № 98—53 (в центре) и 62—38 до альбита (в краевых частях) (см. рис. 8).

Красновато-бурый биотит наблюдался как в виде мелких одиночных чешуек (0,3—0,5 мм в диаметре), так и редких метакристаллов (диаметром до 1 мм), образующих полные или частичные псевдоморфозы по зернам пироксенов (хадакристы плагиоклаза при этом сохраняются). По пироксенам же помимо зеленой роговой обманки наблюдается развитие волокнистого амфибола, плеохроирующего от сине-зеленого до бесцветного ($\angle 2V=-72^\circ$; $N_g=1,658$; $N_p=1,636$; $f\sim 13\%$). По оливину развиваются чешуйки зеленого слюдястого идингсит-боулингитового минерала, часто с образованием полных псевдоморфоз. Кое-где среди них отмечаются участки с высоким двупреломлением и интенсивным плеохроизмом. Вокруг этих псевдоморфоз отмечены каймы мелкочешуйчатого талька. В отдельных участках основной плагиоклаз замещается буроватым альбитом (от 0 до 8—10% Ab), причем наследуются и двойники по карлсбадскому закону. В виде отдельных зерен наблюдался также ортоклаз: $BN_g 7^\circ$; $BN_m 88,5^\circ$; $BN_p 83^\circ$; $B \perp (010)$. Часты также пренит и хлорит.

Собственно оливинные габбро-долериты Х а р а е л а х с к о й ветви аналогичны подобным породам других ветвей интрузива. Порода нередко оказывается ороговикованной с появлением блокового строения в породообразующих минералах. Оливин образует пойкилокрисы либо изометричные идиоморфные кристаллы размером от 0,03 до 1,5 мм, реже до 2—2,5 мм. Зерна разбиты трещинками, которые, располагаясь субпараллельно между собой, переходят в другие зерна оливина, пересекая плагиоклазы и пироксены. Система трещин в оливине соответствует несовершенной спайности по (010), которая отчетливо проявляется в ряде случаев в оливине основных пегматоидов, а в оливинных и пикритовых габбро-долеритах появляется при гидратации (серпентинизации) оливина вдоль системы этих микротрещин. Направление трещин при выходе из зерна оливина зависит от расположения соседнего зерна оливина и может быть под различными углами к предыдущему направлению. По трещинам в оливине развивается серпентин и магнетит, а на продолжении их в плагиоклазах образуется пренит. Значение угла $2V$ в оливинах колеблется от $+86$ до -81° , наиболее часто встречаются $(+)$ 88, 90 и -87° . Основной интервал показателей преломления: $N_g=1,718-1,726$ до 1,750; $N_p=1,698-1,695$ до 1,712, что отвечает 22—24 и 38% Fa (см. рис. 8). Оливин замещается идингсит-боулингитом и серпентином.

С уменьшением количества оливина в породе преобладающими темноцветными минералами становятся пироксены. Основные значения угла $2V$ для клинопироксенов составляют $(+)$ 45—54°, $cN_g=39-41^\circ$, а показатели преломления — $N_g=1,710-1,724$; $N_p=1,685-1,702$. В краевых частях клинопироксен нередко озеленен, причем $\angle 2V$ увеличивается до $+60^\circ$. Судя по оптическим данным, клинопироксен имеет в составе 16—28% Гед, 47—52 Ди, 25—32 КлЭп (см. рис. 8). Ортопироксен образует пойкилокрисы и каймы облекания оливина. У него проявляется четкий плеохроизм от розового до светло-зеленого. Угол $2V$ колеблется от $+82$ до -69° , $\angle cN_g$ до 2—9°, показатели преломления: $N_g=1,677-1,692$; $N_p=1,669-1,684$. Оптические данные позволяют предполагать в составе ортопироксена (см. рис. 8) 12—22 Фс. По пироксенам развивается бурая и зеленая роговая обманка, биотит, сине-зеленый и бесцветный амфибол, хлорит и сульфиды.

Плагиоклаз встречается в виде призматических кристаллов от сотых долей миллиметра до 0,5—1,5, реже 3,0 мм. Они двойникованы главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам и имеют зональное строение. Измерения на федоровском столике показали изменение состава зональных плагиоклазов: 100—50% Ан (центр → край). Основные интервалы значения показателей преломления: $N_g=1,567—1,578$; $N_p=1,558—1,566$, что соответствует 80—58% Ан (центр → край). В интерстициях между породообразующими минералами отмечаются альбит и калишпат. По плагиоклазу обычно развивается пренит.

Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами, образующими интерстиционную вкрапленность. Соотношение тех и других варьирует в широком диапазоне, но обычно изменяется в сторону преобладания сульфидов в нижней части слоя. Во фронтальных частях С.-з. и Хараелахской ветвей оливиновые габбро-долериты содержат богатую вкрапленность сульфидов (халькопирит — пирротин — пентландит). Последние сопровождаются широким проявлением метасоматических минералов: граната, клинопироксена, пренита, биотита, амфиболов, ангидрита, серпентина, кальцита, хлорита и др. Общие соотношения для всей группы оливиновых габбро-долеритов можно видеть на табл. 11, где для них приводятся минералого-петрографические особенности по ветвям интрузива.

Оливин-биотитовые габбро-долериты

Оливин-биотитовые габбро-долериты Юго-западной ветви макроскопически отличаются от собственно оливиновых габбро-долеритов более темным цветом, обусловленным присутствием большого количества зерен оливина (либо псевдоморфоз по ним вторичных минералов) и темных чешуек биотита. Под микроскопом можно видеть, что главные минералы те же, что и в собственно оливиновых габбро-долеритах, но с несколько иным их соотношением (оливин 15—25%, пироксены 15—40%, плагиоклаз 40—55%).

Количество биотита возрастает до 2—5%, несколько увеличивается и сумма рудных минералов. Структура породы резко преобладает пойкилоофитовая, текстура массивная, иногда с элементами трахитоидности. В отдельных участках текстура атакситовая.

Оливин представлен как идиоморфными кристаллами со средним размером 0,5—1 мм в диаметре, так и пойкилокристами со средним размером 1,5—2 мм в диаметре. Обыкновенно это уже частичные или полные псевдоморфозы по оливину зеленого хлорит-серпентинового либо идингсит-булингитового минерала. Интересно, что пойкилокристы оливина сами могут быть включены в качестве хадакристов в ойкокристы пироксенов. Иногда отмечается распад пойкилокристов оливина на отдельные изометричные блоки. В таком случае здесь же обыкновенно имеют место и участки мелких зерен плагиоклаза со структурами от микрогранобластовой до гинидиоморфнозернистой. По-видимому, это результат локального более позднего ороговикования, менее вероятно, что это результат незавершенной собирательной перекристаллизации. В свежих зернах оливина угол $2V$ имеет значения от $+86$ до -86° . Измерение показателей преломления в иммерсии дает $N_g=1,717—1,722$; $N_p=1,683—1,688$. Судя по оптическим данным, в составе оливина находится 24—27% Фа (см. рис. 8).

Клинопироксен представлен ойкокристами со средними размерами 1—2 мм. Хадакристами в них чаще являются таблицы плагиоклаза, реже зерна оливина. Часто проявляется зональное строение. Многочисленными измерениями установлено, что в центре зональных пойкилокристов угол $2V$ равен $(+)43—49^\circ$, а в краевой $-(+)51—54^\circ$. В пойкилокристах клинопироксена, распавшихся на блоки, устанавливается

Оливиновые габбро-долериты (сопоставительная

Характеристика	Юго-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Би
Форма зерен	Чаще пойкилокристы, реже идио-морфная	Пойкилокристы		Таблицы и лейсты	Чешуйки и метакристы
Размер, мм	Чаще 1—2, реже 0,3—0,8 в диаметре	1—1,5 до 3	До 1 в диаметре	(0,1—0,5) × (0,25—2)	До 0,5 в диаметре
Количество, %	10—15, до 25	15—25	Ед. зерна	55—60	1, до 5
$\angle cNg^\circ$		42			
$\angle 2V^\circ$	(-)86—88; (-)83—86	(+)42—54 чаще (+) 47—50	(-)69—72		
$N_g(\pm 0,002)$	1,717—1,726	1,706—1,716	1,700—1,698	1,573—1,587 — центр; 1,560—1,567 — край	1,625
$N_p(\pm 0,002)$	1,683—1,693	1,682—1,693	1,690—1,683	1,565—1,574 1,554—1,558 (край)	
Железистость, мол. %	24—30	26—30 до 37	25—28		30
Состав, мол. %	24—30 Фа 76—70 Фо	33—23 КлЭн 41—47 Дп 26—30 Гед	25—28 Фс 75—72 Эн	(Фед. мет.) (100—78) → →(76—70) Ан	
Вторичные изменения	Иддингсит-булынгитовый и зеленый хлорит-серпентиновый минерал	Оранжевый биотит, розовая обманка, зеленый серпентин-хлоритовый минерал		Альбит, пренит	Хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая и апопойкилоофитовая до офитовой, массивная равномернозернистая до полосчатой и шпировой. Магнетит (титаномагнетит), реже сульфиды				

таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Бугай Р. О.
Пойкилокристы, реже изометричная	Пойкилокристы	Пойкилокристы	Таблицы и лейсты	Чешуйки и метакристы
0,5—2,0 в диаметре	2—2,5		0,8×0,3, до 0,5—0,08	До 0,8 в диаметре
10—15, до 25	15—35		50—60	Ед. зерна
	42—42,5 до 40	0—9		14
(—)89—80, до —77	(+)42—59 центр → → край (46—49) → →(50—59)	(—)88—85, 79—72,5, часто —67		—87
1,730—1,738	1,714—1,721, редко до 1,708	1,703—1,702	1,571—1,577 центр; 1,567— 1,571—край	1,707
1,694—1,703	1,695—1,702, редко до 1,689	1,691—1,690	1,565—1,570— центр; 1,560— 1,562 —край	1,679
28—36, редко до 15 и 45	30—34 до 20	28—30 реже 15—25		~50
28—36 Фа 72—64 Фо	30—15 КлЭн 40—51 Дп 30—34 до 20 Гед	28—30 Фс 72—70 Эн	(95—85)→ →(82—70)→ →(68—55)→ →(50—42) Ан (фед. мет.)	
Иддингсвит-буллинит	Роговая обманка, биотит, хлорит		Альбит, прешиит	Хлорит

Пойкилоофитовая до офитовой (апопойкилоофитовой), равномернозернистая с элементами атакситовой. Магнетит, реже сульфиды

Характеристика	Северо-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О. (зеленая)
Форма зерен	Пойкилокрис- ты, реже изометриче- ские зерна	Пойкило- крис- ты	Пойкило- крис- ты	Таблицы и лейсты	Метакрис- ты
Размер, мм	0,5—1; 0,3— 0,6 в диаметре	1,5—3 в диаметре	1,5—3	(0,3—1)— (0,08— 0,16) в дл.	До 1
Количество, %	10—15, до 25	10—30		50—60	До 1
$\angle cNg^\circ$		42,5—43,5			
$\angle 2V^\circ$	90—(—)83, часто 90	+49—58, до 63 74 (край)	(—)70—76, редко —66	1,588—1,565 центр; 1,570— —1,558— край	—75 до —72(край)
$Ng(\pm 0,002)$	—	1,706— 1,722	1,700— 1,704	1,576— —1,556— центр; 1,560—1,548 —край	1,682 до 1,658 (край)
$Np(\pm 0,002)$	1,686—1,695	1,684—1,698	1,690—1,693		1,660 до 1,636 (край)
Железистость, %	26—33	29—37	28—30		48 до 13
Состав, мол. %	26—33 Фа 74—67 Фо	30—16 КлЭн 41—47 Дп 29—37 Гед	28—30 Фс 72—70 Эн	(100—80)→ →(64—58)→ →(46—36) Ан (фед. мет)	
Вторичные из- менения	Иддингсит-боу- лянгит, реже серпентин	Роговая обманка, биогит хлорит		Альбит, пренит	Биогит, хлорит
Структура, текстура. Присутст- вие рудных минералов	Пойкилоофитовая и апопойкилоофитовая до офитовой, равномерно- зернистая массивная до полосчатой и шпировой, магнетит, реже сульфиды				

Примечание. Характеризуется вся группа оливиновых габбро-долеритов (собствен

Хараелахская ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Бн (в оляв.-биот. габбро-долеритах)
Пойкилокристы			Таблицы и лейсты	Чешуйки и метакристы
Субдиоморфные изометричные кристаллы	Изометричные, с хадакристами Пл	Жапымы обрастания Ол, КлП		
0,3—0,7 до 1,5	0,5—10	0,5 и менее	0,5×3,0, до 0,05×0,15	До 1 в диаметре
10—20, до 30	35—45		45—55	До 1
	39—41, до 43			
(-)81—(+)86, чаще +88, 90, -87	45—50, 66, до 54	(+)82—(-)69		
1,718—1,726, 1,750	1,710—1,724, до 1,701	1,677—1,692	1,567—1,578	1,638
1,688—1,695, 1,712	1,685—1,702, до 1,682	1,669—1,684	1,558—1,566	
22, 24, 38	16—28, до 31	12—22		40, до 45
22—38 Фа 78—62 Фо	16—28; 31 Гед 47—52; 43 Ди 25—32; 26 КлЭн	12—22 Фс 88—78 Эп	80—58 Ан (фед. мет.)	
Иддингсит-буллингит, серпентин	Амфибол, биотит, хлорит		Альбит, пренит	Хлорит

Пойкилоофитовая, офито-пойкилоофитовая, однородная до полосчатой. Магнетит, халькопирит, пирротин

(то оливиновые и оливин-биотитовые.)

интервал (+)48—50°. В крупных пойкилокристах, включающих хадакристы оливина, наблюдаются значения (+)50—55°. Измерение показателей преломления ($\pm 0,002$) дало: $N_g=1,716-1,706$; $N_p=1,692-1,683$. Судя по оптическим свойствам, в составе клинопироксена находится 32—23% клиноэнстатитового, 42—47% диопсидового, 26—30% геденбергитового компонентов, причем железистость возрастает к периферии зональных пойкилокристов (см. рис. 8).

Ортопироксен представлен мелкими (в среднем 0,5 мм в диаметре) пойкилокристами, тяготеющими к зернам оливина и слагающими нечто вроде «каем обрастания». Измерение угла $2V$ показало интервал (—)70—72°. Показатели преломления, измеренные в иммерсии, $N_g=1,698-1,700$; $N_p=1,683-1,690$. Судя по оптическим свойствам, в его составе содержится 25—28% железистого компонента (см. рис. 8). Субкальциевый клинопироксен в породе не обнаружен; возможно, встречается лишь изредка в виде одиночных зерен.

Плагиоклаз наблюдается в виде табличек, размер которых колеблется в пределах (0,08—0,3) × (0,03—0,08) мм, до (1—2) × (0,3—0,5) мм. Наблюдаются также иногда мелкие участки существенно плагиоклазового состава, сложенные изометричными зернами 0,08—0,16 мм в диаметре. В крупных кристаллах плагиоклаза имеется отчетливая зональность. Обыкновенно присутствует широкая краевая зона. Полисинтетические двойники присутствуют почти в каждом зерне. Измерение состава плагиоклаза фёдоровским методом (см. табл. 9) показало, как и для собственно оливиновых габбро-долеритов, два интервала номеров: №№ 50—70 и 80—100 с преобладанием составов второй группы. Несколько менее основные составы получены иммерсионным методом (см. табл. 9). Соответственно элемент порфириовидности структуры породы указывает на две основные генерации: протовыделения и лейсты основной полнокристаллической массы, где также проявляется зональное строение. Интересно, что ойкокристы клинопироксена включают в себя кристаллы как первой, так и второй генерации плагиоклаза, ойкокристы же оливина включают только первую генерацию (см. табл. 10). Закономерности в распределении составов плагиоклаза, а также значений $2V$ оливина, клинопироксена, ортопироксена, сопряженных с их составами, приводятся на рис. 12. Из вторичных минералов наиболее широко распространены зеленые хлорит-серпентиновый ($N_g'=1,594$; $N_p'=1,589$) и идингсит-боулингитовый ($N_g'=1,580$; $N_p'=1,575$), развивающиеся в основном по оливину. Бурая, зеленая и сине-зеленая роговые обманки участками развиваются по пироксенам в перечисленной последовательности. Красновато-бурый биотит развивается отчетливо по пироксенам, вплоть до образования по ним полных псевдоморфоз (метакристы биотита). Судя по показателям преломления биотита ($N_g=1,625$), в нем содержится ~ 30% железистого компонента. Биотит не только бывает приурочен к выделениям рудных минералов (магнетит, сульфиды), но и образует самостоятельные разобщенные от них чешуйки.

По плагиоклазу чаще всего развивается пренит вплоть до образования мелкозернистых псевдоморфоз. Рудные минералы представлены мелкой интерстиционной вкрапленностью магнетита и сульфидов, часто сопровождаемой чешуйками биотита.

Оливин-биотитовый габбро-долерит Север-восточной ветви, как разновидность оливиновых габбро-долеритов, также имеет пойкилоофитовую структуру до апопойкилоофитовой и отличается в основном количественными соотношениями минералов, их свойствами и присутствием заметных количеств биотита.

Оливин представлен как ойкокристами (0,5—1 мм в диаметре) с хадакристами плагиоклаза, так и изометричными зернами. Кое-где отмечается распад пойкилокрист на отдельные блоки. Измерение угла $2V$ показало интервал (+)85 — (—)80°, причем чаще всего наблюдаются зна-

чения (+)89, 90, (-)89, 85°, а в зональных кристаллах в центре 90°, в краевой части — (-)81°. Показатели преломления: $N_g=1,715-1,729$; $N_p=1,679-1,691$, что соответствует содержанию 20—28% Фа, редко отмечается 10 и 35% Фа (см. рис. 8).

Клинопироксен представлен ойкокритами и распространен в равной степени с ортопироксеном или преобладает над ним, составляя в сумме 20—35% общего объема породы. Кое-где можно видеть пойкилокриты оливина в качестве хадакритов, включенных в ойкокриты пироксенов. $\angle 2V=(+)$ 49—51°, $\angle cNg=40^\circ$. В краевых частях зональных пойкилокритов наблюдаются значения (+)58—62°. Показатели преломления: $N_g=1,706-1,710$; $N_p=1,688-1,691$. Судя по оптике, в составе клинопироксена находится 30% КлЭн, 50% и Ди и 20% Гед (см. рис. 8).

Для ортопироксена угол $2V$ равен (-)68—80°, причем чаще всего (-)73—77°. Показатели преломления: $N_g=1,702$; $N_p=1,690$. Судя по оптике (см. рис. 8), в составе находится 28% железистого компонента. По зернам пироксенов развиваются бурые роговая обманка и биотит (иногда совместно).

Плаггиоклаз представлен вытянутыми таблитчатыми сечениями (0,08—2 мм) × (0,03—0,5) мм. Часты зональное строение и двойники. Здесь установлены следующие интервалы составов: № 100—95; 80—85; 78—63; 60—50; 42—38. Показатели преломления: $N_g=1,578-1,574$; $N_p=1,568-1,566$ (в центре); $N_g=1,572-1,566$; $N_p=1,563-1,559$ (в краевой части), которые соответствуют составам №№ 82—75 (в центре) и 68—58 (в краевой части) (см. рис. 8). Плаггиоклаз составляет 45—55% общего объема породы.

Роговая обманка обыкновенно имеет зональное строение. Центр бурый, краевая часть светло-бурая до бесцветной, крайняя периферическая часть представляет уже зеленый волокнистый актинолитоподобный амфибол. В центре зерен угол $2V=(-)$ 81—86°, $\angle cNg=12^\circ$. Плеохроизм: по N_g — окраска бурая, по N_m — светло-бурая, по N_p — желтоватая до бесцветной. Измерения в иммерсии показали $N_g=1,673$; $N_p=1,653$. Отсюда можно полагать, что в ее составе около 25% железистого компонента (Соболев, 1950; см. рис. 8) либо около 35 мол. % — по диаграмме Трёгера (1958, см. рис. 8) для роговых обманок.

Периферические каймы сине-зеленой роговой обманки имеют следующие свойства: $2V=-70^\circ$, $\angle cNg=14^\circ$. Плеохроизм по N_g — голубовато-зеленый, по N_m — светло-зеленый, по N_p — бесцветный до зеленоватого. В иммерсии измерены $N_g=1,677$; $N_p=1,658$. Следовательно, в ее составе находится около 45% (Соболев, 1950) или 40—42 мол. % (по диаграмме Трёгера, 1958; см. рис. 8) железистого компонента. При замещении ойкокритов пироксенов роговой обманкой хадакриты оливина замещаются зеленым серпентин-хлоритовым минералом. Им же частично или полностью замещается значительная часть оливина в породе. Среди бурой и зеленой роговых обманок, в том числе и в них самих вдоль спайности, имеются иногда гнезда зерен граната (0,08—0,01 мм в диаметре). Дендритоподобные выделения сульфидов (до 1 мм в диаметре) иногда окружаются амфиболлизированным пироксеном (с оторочками бурой роговой обманки).

Чешуйки бурого и красновато-бурого биотита явно тяготеют к выделениям рудных минералов. Иногда они располагаются прямо среди них, чаще развиваются в качестве метакристов по ойкокритам пироксенов (хадакриты плаггиоклаза могут оставаться при этом свежими). В иммерсии ($\pm 0,002$) измерен $N_g=1,642$, что предполагает (Соболев, 1950; см. рис. 8) наличие в составе около 48 мол. % железистого компонента. Однако по соответствующей диаграмме Трёгера (1958), исходя из окраски, определяем содержание в биотите до 10% TiO_2 , что может существенно сказаться на повышении показателя преломления и при общей низкой железистости. По-видимому, мы систематически заметно зави-

шаем значение железистости, используя для красновато-бурых биотитов указанную диаграмму (Соболев, 1950; см. рис. 8).

Рудные минералы представлены мелкой (0,1—0,5 мм в диаметре) вкрапленностью магнетита, количественно преобладающей над вкрапленностью сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит). Наблюдаются также неравномерно распределенные кучные скопления мелких зерен хромита (0,03—0,06 мм в диаметре). Из поздних минералов наблюдается тальк, иногда слагающий мелкочешуйчатые агрегаты в периферических каймах вокруг зерен оливина, хлорит и ярко-зеленый лучистый амфибол, образующий гнезда в интерстициях, а также зеленый иддингсит-боулингитовый минерал, замещающий оливин.

Оливин-биотитовая разновидность оливиновых габбро-долеритов в Северо-западной ветви имеет также свои особенности, которые дополняют общую характеристику этих пород. Оливин наблюдается чаще в количестве 15—20%, реже до 30%, а в отдельных участках даже до 40% (шпильки шкритового состава). Средний размер изометричных зерен 0,1—0,8, до 1,5 мм в диаметре. Иногда это явные ойкокрсты с многочисленными включениями хадакрстов плагиоклаза, причем сами включения в ойкокрсты клинопироксена. Оливин в значительной степени замещен псевдоморфозами зеленого иддингсит-боулингитового минерала, реже серпентином. В реликтах оливина углы $2V$ равны $(-)$ 86 — $(+)$ 89°, чаще 90°. В краевой части $\angle 2V$ иногда опускается до -70° . Показатели преломления: $N_g=1,720-1,722$; $N_p=1,690-1,686$, что отвечает содержанию 26—28% Фа (см. рис. 8).

Клинопироксен присутствует в виде ойкокрстов размерами 1—3, до 5 мм в диаметре с многочисленными хадакрстами плагиоклаза и реже оливина. В сумме пироксены составляют 20—30% общего объема породы, причем количество ортопироксена колеблется от единичных зерен до равных с клинопироксеном. Взаимоотношения их не ясны. $\angle 2V$ равен $(+)$ 46—51°, чаще всего встречаются значения $(+)$ 46—48°. $\angle cNg$, измеренный методом Д. С. Коржинского, составляет 43—43,5°. Показатели преломления: $N_g=1,710-1,711$; $N_p=1,688-1,689$. Судя по оптическим свойствам, в составе клинопироксена находится 31—29% КлЭн, 38% Ди и 31—33% Гед (см. рис. 8). Изредка в зернах наблюдаются простые и полисинтетические двойники, а также зональное строение.

Пойкилокрсты ортопироксена имеют те же размеры, что и у клинопироксена. $\angle 2V$ равен $(-)$ 66—71°, чаще $(-)$ 66—68°. Показатели преломления: $N_g=1,704$; $N_p=1,693$. Судя по оптике (см. рис. 8), в его составе 30% железистого компонента.

Плагиоклаз представлен вытянутыми лейстами в интервале от 0,08 до 1,5 мм в длину и слагает около 50% общего объема породы. Имеются лейкократовые участки по несколько миллиметров в диаметре, состоящие из одного плагиоклаза. В зернах с четким зональным строением находится (от центра к краю): (100—80) — (78—63) — (60—54) — (50—42)% Ан. Показатели преломления: в центральных частях $N_g=1,572-1,567$, $N_p=1,564-1,558$; в краевых частях — $N_g=1,552$; $N_p=1,542$, что соответствует содержанию в центре 70—56% Ан, в краевых частях 28% Ан (см. рис. 8). Плагиоклаз часто пренитизируется либо целиком, либо только в центральных частях зональных зерен. По пироксенам довольно часто развиваются чешуйки бурого биотита ($N_g=1,638$, 44% железистого компонента; см. рис. 8) и сине-зеленой роговой обманки. Последняя имеет $\angle 2V=-72^\circ$, удлинение +, $\angle cNg=9-10^\circ$; плеохроизм: по N_g — сине-зеленая, по N_m — светло-зеленая, по N_p — почти бесцветная; схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$; $N_g=1,678$; $N_p=1,662$; $f \sim 42\%$ (см. рис. 8). Сульфиды и магнетит представлены зернами неправильной формы размером 0,08—0,16 мм в диаметре.

Оливин-биотитовые габбро-долериты Хараелахской ветви с трудом выделяются в самостоятельную разновидность в связи с тем, что биотитизация пород прослеживается по всему разрезу интрузива и зависит от присутствия в разрезе основных пегматоидов и степени оруденения пород. Трудность расчленения дифференциатов становится очевидной, если принять во внимание насыщенность всего разреза Хараелахской ветви основными пегматоидами и рудными минералами.

Оливин образует субидiomорфные кристаллы и пойкилокристы с хадакристами плагиоклаза. Количество оливина увеличивается сверху вниз по разрезу от 10—15 до 30—35%. Угол $2V$ изменяется от $+86$ до -84° , наиболее часто встречающиеся значения — $(+)$ 89—90°. Показатели преломления: $Ng=1,706-1,732$; $Np=1,670-1,693$. В составе оливина по оптическим данным (см. рис. 8) содержится 18—30% Фа. Оливин замещается серпентином и илдингсит-боулингитом.

Клинопироксен образует ойкокристы с хадакристами оливина и плагиоклаза. В краевых частях он осветляется и зеленеет, замещается биотитом, амфиболом и хлоритом. Оптические свойства его следующие: $\angle 2V=(+)$ 48—54°, $\angle cNg=40-43^\circ$, $Ng=1,701-1,707$; $Np=1,682-1,689$. По оптическим данным в составе клинопироксена находится 18—30% Гед, 50—44% Ди и 32—26% КлЭн (см. рис. 8).

Ортопироксен отмечается в переменных количествах от единичных зерен до равных с клинопироксеном содержаний. Он образует пойкилокристы и реакционные каймы вокруг оливина. Оптические свойства его следующие: $\angle 2V=(-)$ 74—88°, $Ng=1,677-1,692$; $Np=1,667-1,683$, что соответствует содержанию в нем 10—22% железистого компонента (см. рис. 8).

Плагиоклаз образует зональные полисинтетические сдвойникованные таблицы размером 0,03—2,5 мм по удлинению. Измерения, произведенные федоровским методом, позволяют установить в составе плагиоклаза 88—56% Ан (центр → край). Основной интервал показателей преломления следующий: $Ng=1,580-1,566$, $Np=1,570-1,555$ (центр); $Ng=1,560-1,554$; $Np=1,553-1,548$ (край), что соответствует 83—58% Ан (центр) — 49—40% Ан (край) (см. рис. 8). Плагиоклаз в центральных частях часто пелитизирован либо замещен пренином, ангидритом, кальцитом, реже гидрогранатом и сульфидами.

Биотит образует мелкие чешуйки. Крупные метакристы, псевдоморфирующие пироксены встречаются на границе сульфидов (чаще халькопирита) и силикатов. Края листочков биотита на контакте с серпентином нередко осветляются. Биотит замещается сотовым гранатом, сине-зеленой слюдкой и хлоритом. Показатели преломления биотита: $Ng'=1,603-1,637$; $Np'=1,564-1,593$, что отвечает 10—42% железистого компонента (Соболев, 1950).

Рудные минералы образуют отдельные мелкие зерна и интерстиционную вкрапленность и представлены магнетитом и сульфидами (пирротит, халькопирит, реже пентландит). Минералого-петрографические особенности оливин-биотитовых габбро-долеритов по ветвям интрузива представлены на сводной табл. 12, а для оливиновых габбро-долеритов в целом — на табл. 11.

Особенности химического состава оливиновых и оливин-биотитовых габбро-долеритов (минимально оруденелых пород) можно видеть на табл. 29, 30 и на диаграммах, отражающих соотношение главных породообразующих минералов (см. рис. 10). В отличие от пикритовых габбро-долеритов в соотношении фемических минералов наибольшие вариации наблюдаются между орто- и клинопироксеном при относительном постоянстве оливина и рудных минералов. Соотношение между салическихкими и фемическими минералами оливиновых габбро-долеритов при относительном постоянстве рудных минералов варьирует, но менее широко, чем в пикритовых габбро-долеритах. Подобным же образом при отно-

Оливин-биотитовые габбро-долериты

Характеристики	Юго-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Би
Форма зерен	Идиоморфная и пойкилокристы	Пойкилокристы		Таблочки	Чешуйки и метакристы
Размер, мм	0,5—1 и 1,5—2 в диаметре	1—2 в диаметре	0,5	$(0,08-0,3) \times (0,03-0,08)$ до $(1-2) \times (0,3-0,5)$	До 1 мм в диаметре
Количество, %	15—25	15—40		40—50	2—5
$\angle cNg^{\circ}$		40—43			
$\angle 2V^{\circ}$	(+)86—(-)86	(+)43—49 → →(51—54)	(-)70—72		
$Ng (\pm 0,002)$	1,717—1,722	1,716—1,706	1,698—1,700	1,573—1,584—центр; до 1,560—край	1,625
$Np (\pm 0,002)$	1,683—1,688	1,683—1,692	1,683—1,690	1,565—1,573—центр; до 1,554—край	
Железистость %	24—27	26—30	25—28		~30
Состав, мол. %	24—27 Фа 76—73 Фо	32—23 КлЭв 42—47 Ди 26—30 Гед	25—28 Фе 75—72 Эн	(80—100) → →(70—50) Ан (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Идиогит-булынгитовый и хлорит-серпентиновый минерал	Биотит, роговая обманка, хлорит		Превит	Хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилолитовая, равномернозернистая, массивная, иногда с элементами трахитоидной. Вкрапленность магнетита и сульфидов				

(сооставительная таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь					
Ол	КлП	ОртП	Пл	Бн	Бурая Р. О.
Пойклокристи и пидиморфная	Пойкилокристи		Таблички	Чешуйки, метакристи	
0,5—1 в диаметре	1—3, до 5 в диаметре		$(2-0,1) \times$ $\times (0,03-0,5)$	До 1 в диаметре	
15—25	20—35		45—55	1—2	
	40	--	—	—	12 до 14 (край)
(+)85—(-)80, чаще (-)89—85	(+)49—51; (+)58—62 в краях	(-)68—80), чаще (-)73—77			(-)81—86; —70 (край)
1,715—1,729	1,706—1,710	1,703	1,578—1,574— центр: 1,572—1,566— край	1,642	1,673 до 1,658 (край)
1,679—1,691	1,688— —1,691	1,690	1,568—1,566 центр: 1,563—1,559— край		1,653 до 1,638 (край)
20—28, редко 10 и 35	20	28		~48	25(35) мол. % до 40—45 (край)
20 Фа, 80 Фо 28 Фа, 72 Фо	30 КлЭн 50 Дп 20 Гед	28 Фс 72 Эн	(100—80)→ →(78—63)→ →(60—50)→ →(43—38) Ан (фед. мет.)		
Иддингсит-бу- лингитовый и хлорит- серпентино- вый минерал	Биотит, роговая обманка, хлорит	Пренит	Хлорит	Хлорит	Биотит, хлорит

Пойкилофитовая, апопойкилофитовая, равномернозернистая, массивная с элементами атакситовой. Вкрапленность магнетита и сульфидов

Характеристика	Северо-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Бн
Форма зерен	Изометричная, реже пойкилокристы	Пойкилокристы		Таблицы	Чешуйки, метакристы
Размер, мм	0,1—0,8, до 1,5 в диаметре	1—3, до 5 в диаметре	1—3, до 5 в диаметре	0,08 до 1,5 в длину	до 1 в диаметре
Количество, %	15—25	20—35		45—55	До 1—2
$\angle cNg^\circ$	—	43—43,5	—	—	—
$\angle 2V^\circ$	(+)89— (-)86, чаще 90	(+)46—51, чаще 46—48	(-)66—71, чаще 66—68		
$Ng (\pm 0,002)$	1,720—1,722	1,710—1,711	1,704	1,572—1,567 — центр; до, 1,552— край	1,638
$Np (\pm 0,002)$	1,690—1,686	1,688—1,689	1,693	1,564—1,558— центр; до 1,542— край	
Железистость, %	26—28	31—33	30		44
Состав, мол. %	26—28 Фа 74—72 Фо	31—29 КлЭп 38 Ди 31—33 Гед	30 Фс 70 Эп	(100—80)→ →(78—63)→ →(60—54)→ →(50—42) Ан (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Иддингсит-боулинжит, серпентин	Биотит, роговая обманка, хлорит		Превит	Хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилофитовая, равномернoзернистая, массивная с элементами атакситовой. Вкрапленность магнетита и сульфидов				

Хараслаховская ветвь				
Ол	Клп	ОртII	Пл	Би
Субидноморфная, пойкилокрисы	Пойкилокрисы и каймы облекания		Призмы, таб-лицы	Чешуйки, метакрисы
0,05—1,00 реже 1,5—2	0,8 до 7,0 по удл.	0,3—5 по удл.	0,05—0 3,до 1,5	1,5 и менее
От 10—15 до 30—35	20—30		35—55	До 3
—	40—43	—	—	—
(+)86 до(-)84, чаще(+)89—90	(+)48—54	(-)74—88		
1,706—1,732	1,701—1,707	1,677—1,692	1,580—1,566— центр; 1,560—1,554— край	1,603—1,637
1,670—1,693	1,682—1,689	1,667—1,683	1,570—1,555 центр; 1,553—1,548 край	1,564—1,597
18—30	18—30	10—22		10—42
18—30 Фа 82—70 Фо	50—44 Ди 18—30 Гед 32—26 КлЭн	10—22 Фс 90—78 Эп	88—56 Ан, чаще (83—58) центр, (49— 40) край (фед. мет.)	
Серпентин, ид-динцит-боулинцит	Бивотит, амфибол, хлорит		Превит, пелит, ангидрит, гидрогранат	Хлорит

Пойкилофитовая, однородная с элементами атакситовой. Магнетит и сульфиды

сительном постоянстве содержания плагиоклаза и рудных минералов варьируют соотношение между оливином и суммой пироксенов и соотношения оливин — плагиоклаз и плагиоклаз — сумма пироксенов при относительном постоянстве содержания рудных минералов. На диаграммах Ол— Σ Пир—Р и Пл— Σ Пир—Р уже наблюдается тенденция к возрастанию содержания рудных минералов с увеличением содержания пироксенов, а на диаграммах Ол—Пл—Р и Ол— Σ Пир—Р — с уменьшением содержания оливина. Эти тенденции более заметны на бинарных диаграммах Σ Пир—Р и Ол—Р, но они уже не столь четкие, как для пикритовых габбро-долеритов, что связывается здесь с явно меньшими количествами рудных минералов, чем в пикритовых габбро-долеритах. К отличиям от пикритовых габбро-долеритов, как можно видеть из диаграммы $Tf' - m' - c'$, относится четкое варьирование характеристики А. Н. Заварицкого m' при относительном постоянном соотношении характеристик f' и c' , что связывается с плавным изменением железистости фемических минералов, среди которых здесь резко преобладает клинопироксен (изменяется и содержание волластонитового компонента).

Интересно также отметить, что степень окисленности железа (ϕ) оливиновых габбро-долеритов мало изменяется по сравнению с пикритовыми габбро-долеритами в отличие от коэффициента железистости (F), который с увеличением содержания в породах SiO_2 резко возрастает.

4. Оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты

Породы описываемой верхней части основной расслоенной серии содержат от 0 до 10% оливина. Крайние верхние части, исходя из наблюдений под микроскопом, мы называем безоливиновыми, хотя одиночные плохой сохранности зерна оливина могут наблюдаться и в них, а пересчеты химанализов на нормативный состав дают его содержание до 5%. В этих породах часто появляется кварц (до 5%), а также щелочные полевые шпаты, частично или полностью замещающие плагиоклаз. В этом случае порода приобретает облик «габбро-диорита». Мы рассматриваем последние как метасоматически измененную разновидность безоливиновых габбро-долеритов и дадим им отдельное описание. В безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах наблюдается 50—65% плагиоклаза, 10—40% (чаще 20—40%) пироксенов и около 10% рудных минералов. В габбро-диоритах, соответственно, плагиоклаз составляет 55—65% (но резко увеличивается в нем роль альбитового и ортоклазового компонентов), 10—30% (чаще 20—30%) пироксенов (частично амфиболизированных), 10—15% рудных минералов. В ярко выраженных гибридно-метасоматических диоритах и кварцевых диоритах, помимо появления кварца и микропегматита, клинопироксен может быть полностью замещен роговой обманкой, а плагиоклаз — альбитом и калишпатом. Соотношение щелочных, фемических и рудных минералов остается тем же.

Оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты Юго-западного и в е т в и макроскопически представляют собой светло-серые среднезернистые плотные породы с отдельными осветленными пятнообразными участками с порозовевшими плагиоклазами. Иногда наблюдается некое подобие полосчатой текстуры. Под микроскопом можно видеть, что основными минералами являются плагиоклаз и клинопироксен, в переменных количествах присутствуют оливин (в большинстве случаев замещен псевдоморфозами зеленого иддингсит-боулингитового минерала), кварц, альбит, калишпат, магнетит, роговая обманка, хлорит, пренит. Структура породы в основном пойкилоофитовая (габбро-офитовая), участками

офиговая и даже призматически-зернистая. Текстура однородная, с элементами атакситовой в участках с резким колебанием величины зерна.

Оливин представлен как одиночными пойкилокристами со средним размером 1—1,5 мм, так и мелкими (0,1—0,3 мм) изометричными зернами, располагающимися кучками. Угол $2V$ в таких зернах — алопойкилокристах — находится в интервале от -74 до -84° . Часто они наблюдаются в виде включений в метакристах бурого биотита. Почти повсеместно оливин замещен зеленым серпентин-хлоритовым минералом, образующим псевдоморфозы. Судя по углу $2V$ и показателю преломления ($N_g=1,731-1,735$, до 1,772), в составе оливина содержится от 30—32 до 49% Фа (см. рис. 8).

Клинопироксен представлен ойкокристами (средние размеры 1,5—2, до 5 мм в диаметре), включающими хадакристы плагиоклаза и редко оливина. Отмечено зональное строение зерен. Отдельные участки зерен клинопироксена приобретают зеленую окраску, причем величина двупреломления сохраняется прежней. Наблюдалась также полисинтетическая двойники. Угол cNg , измеренный методом Д. С. Коржинского, составляет $45,5-46^\circ$. Значение углов $2V$ (+) $46, 54, 58^\circ$ (рис. 13). В зональных

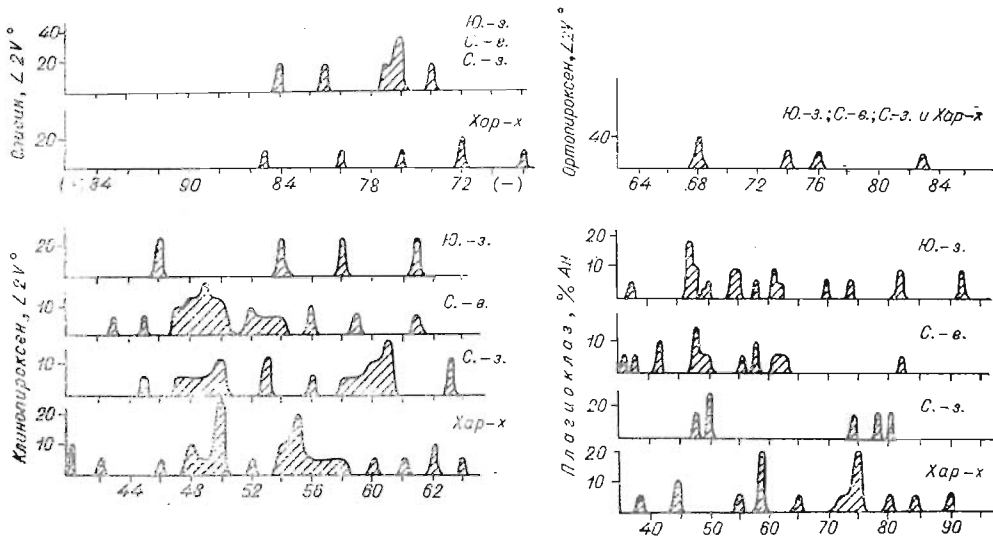


Рис. 13. Вариационные диаграммы углов $2V$ темноцветных минералов и состава плагиоклаза в безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах по ветвям интрузива (в процентах от общего числа замеров — вертикальная ось).

кристаллах в центральных частях $\angle 2V = +46^\circ$, в краевых $+63$. Судя по оптическим данным ($N_g=1,707-1,722$; $N_p=1,685-1,696$), в составе клинопироксена содержится 32—17% клиноэнстатитового, 30—38% диопсидового и 38—45% геденбергитового компонентов (см. рис. 8). Кое-где по клинопироксену развивается бурая, а по ней зеленая, сине-зеленая и бесцветная ($\angle 2V = -87^\circ$, $\angle cNg = 14^\circ$) роговые обманки, а также бурый биотит.

Более поздние изменения заключаются в развитии буровато-серых трудно диагностируемых волокнистых агрегатов минерала ($N_g'=1,706$; $N_p'=1,687$), наследующего оптическую ориентировку клинопироксена (табл. V, I). Еще позже кое-где по нему может развиваться зеленый серпентин-хлоритовый минерал. Довольно часто можно наблюдать распад

ойкокристов клинопироксена на блоки (0,3—0,5 мм в диаметре) со своей оптической ориентировкой (табл. V, 2).

Ортопироксен встречается в породах редко, в единичных зернах. Субкальциевый клинопироксен не отмечен, и если присутствует, то также в виде единичных зерен.

Плаггиоклаз представлен вытянутыми, таблитчатыми сечениями со средними размерами $(0,3-1,5) \times (0,08-0,3)$ мм. По структуре порода бывает неоднородна, и наряду с крупнозернистыми участками, где кристаллы плаггиоклаза достигают $0,5 \times 2$ мм, имеются и мелкозернистые участки с офитовой структурой с величиной кристаллов около 0,02—0,16 мм и приуроченностью изометричных распавшихся зерен озелененного клинопироксена к интерстициям между кристаллами плаггиоклаза. В плаггиоклазе почти повсеместно отмечается зональное строение, причем центральные части кристаллов уже в значительной мере пренитизированы. Состав плаггиоклаза заключен в интервале №№ 47—92 (табл. 13), максимум развития приходится на интервал составов №№ 47—62 (см. рис. 13). В краевых частях кристаллов состав плаггиоклаза может понижаться до №№ 32—37. В отдельных участках наблюдается деанортизация (№№ 28—32), альбитизация, а иногда и калишпатизация плаггиоклаза (см. табл. 13), и чем ближе к кровле интрузии, тем больше становится этих участков и далее постепенно порода переходит в габбро-диорит. Калишпат может слагать как каемки, так и полные псевдоморфозы по плаггиоклазу, а также совместно с кварцем слагать микропегматит в интерстициях. Из рудных минералов наиболее развит магнетит, дендритовидные выделения которого достигают размера 2 мм в диаметре; наблюдаются также редкие мелкие вкрапления сульфидов (пирротин, пирит). В ассоциации с хлорит-серпентиновым минералом отмечены прожилки и гнезда пренита и отдельные зерна пумпеллиита. В отдельных участках плаггиоклаз интенсивно пренитизирован с образованием псевдоморфоз, иногда псевдоморфозы образует пирит. Совместно с калишпатом отмечены выделения мелких зерен апатита. Кое-где среди пироксена наблюдаются как мелкие зерна, так и целые метакристы плеохроирующего сфена (от мясокрасного до бесцветного). По реликтам клинопироксена среди сфена можно говорить о замещении первого вторым (табл. V, 3). Иногда сфена в породе очень много (до 10% и более), причем он может находиться как среди участков со сплошной пренитизацией, так и среди альбита при полном отсутствии пренита.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты Северозападной ветви микроскопически подобны таковым Ю.-з. ветви, если не считать большего проявления элементов атакситовой текстуры. **Оливин** обычно почти целиком замещен вторичными минералами. Изредка наблюдаются изометричные пойкилокристы размером 0,3—0,5 мм в диаметре. Гораздо чаще наблюдаются кучно располагающиеся мелкие изометричные зерна размером 0,03—0,1 мм в диаметре, представляющие результат грануляции более крупных пойкилокристов (табл. V, 4; VI, 1). Соотношения их с плаггиоклазом офитовые. Угол $2V$ имеет значения $(-)$ 74—84° (см. рис. 13), чаще $(-)$ 76—77°. Показатели преломления в мелких зернах (иммерсия $\pm 0,004$): $N_g=1,772$; $N_m=1,748$; $N_p=1,722$. Судя по оптическим данным, в составе оливина 28—50%, чаще 45—50% Фа (см. рис. 8).

Пойкилокристы оливина кое-где могут соприкасаться с пойкилокристами ортопироксена, достигающими 0,5 мм в диаметре. Часто мелкие изометричные зерна оливина (гиалосидерита) размером 0,05—0,08 мм в диаметре полностью окружаются чешуйками (0,08—0,1 мм в диаметре) красновато-бурого биотита. Совместно с биотитом здесь в таких участках и полосах (табл. VI, 1) обыкновенно присутствуют в большом количестве выделения (0,03—0,1 мм в диаметре) магнетита и апатита. Создается

Таблица 13

Состав плагиоклазов (по оптическим данным) в оливин-содержащих и безоливиновых габбро-долеритах

Координаты двойниковой оси (В) и нормали шва (Д)			Символ	Состав, % Ан		Характеристика зерна
<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>		низко-темп.	высоко-темп.	
1	2	3	4	5	6	7
41	58	67	$B_{\perp}(010)$	74	62	Удлиненная таблица (0,5×0,3)мм
32	61	78	$B_{\perp}(010)$	54	49	Крупная вытянутая таблица (1,5×0,25) мм
64	53	48	$B_{\perp}(001)$	48	46	Крупная вытянутая таблица (0,9×0,2)мм
59	32	83	$\frac{B_{\perp}[100]}{(010)}$	47	40	Таблитчатый зональный хадакрист (0,7×0,25) мм. Центр
79,5	10,5	90	$\frac{B_{\perp}[100]}{(010)}$	32		То же. Край
58	33,5	81,5	$\frac{B_{\perp}[100]}{(010)}$	47	42	Таблитчатый хадакрист (0,55×0,2) мм с проверкой по шву
32	59	84	$D_{\perp}(010)$	49	44	Мелкий хадакрист в КлП
80	49	43	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	48	46	
74	31	64	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	70	61	Мелкая (0,4×0,1) мм таблица из основной массы
76,5	38	55,5	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	58	54	Таблитчатое зональное зерно (0,9×0,4) мм Центр
81	62	30	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	37	35	То же. Край
69	40	58	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	62	57	Удлиненный хадакрист в КлП (0,4×0,15) мм
34,5	58	79	$D_{\perp}(010)$	55	48	То же
35,5	54,5	85,5	$B_{\perp}(010)$	50	45	Мелкое таблитчатое зерно в основной массе (0,18×0,05) мм
24	73,5	73	$B_{\perp}(010)$	54	52	Мелкое таблитчатое зерно (0,12×0,09) мм в основной массе
—	—	—	—	Центр 63—40	Край 20—5	$N_g = 1,569—1,557$; $N_p = 1,561—1,551$ (±0,002) $N_g = 1,547$ до 1,538 $N_p = 1,539$ до 1,530
77,5	14	84	$B[001]$	5		Таблитчатый (0,3×0,1) мм хадакрист альбитизированного плагиоклаза в КлП
73,5	16,5	88,5	$B[001]$	0		Прямоугольная таблица альбитизированного плагиоклаза
73	23,5	74	$B[001]$	9		Вытянутая таблица (0,5×0,2) мм хадакрист в КлП
80,5	32	59	$\frac{B_{\perp}[100]}{(010)}$	1		Узкая вытянутая лейста
6,5	88	84,5	$B_{\perp}(010)$	Ортоклаз		Лейста (2×0,3) мм калишпата
84	33,5	57,5	$B[001]$	Ортоклаз		Прямоугольная таблица бурого калишпата
7	88,5	83	$B_{\perp}(010)$	Ортоклаз		Таблитчатый хадакрист в ойкокристе оливина, замещенного илдингсит-булингитовым минералом

1	2	3	4	5	6	7
<i>Состав полевых шпатов в габбро-диоритах и гибридно-метасоматических породах</i>						
17,5	73	84	$B \perp (010)$	37	30	Реликт деанортизированного Пл среди пренита
82,5	77	15	$B[100]$	8		Широкая sdвойникованная таблица
86	15	76,5	$B \perp (001)$	12		Таблица альбитизированного Пл
19,5	71,5	85	$B[010]$	36	30	Широкая таблица
85,5	80	11,5	$B[400]$	13		Широкая таблица альбитизированного плагиоклаза
37	57	74,5	$B[010]$	55	53	Хадакрист Пл в КЛП
28	63	85	$B \perp (010)$	47	41	Широкая зональная таблица. Центр
18	72	89	$B \perp (010)$	38	~30	То же. Край.
76	15	86,5	$B[001]$	4		Прямоугольная sdвойникованная таблица 2 мм в диаметре $\angle 2V = +89^\circ$
77	16,5	80,5	$B RS$	0		Широкая таблица (2x1,4) мм с включениями апатита
75	16	86	$B[001]$	3		Прямоугольное зерно с периферийным венцом микропегматита с моноклинным погасанием. Центр ($\angle 2V = +83^\circ$)
17	87	73	$B[010]$	Микроклин		Микропегматитовый венец ($\angle 2V = 56^\circ$)
20	72	82	$D \perp (010)$	Альбит		То же
13,5	77,5	86	$B \perp (010)$	9		Буроватый вытянутый кристалл (3x0,8) мм
73	18	85	$B \perp RS$	2		Табличчатое буроватое зерно с включением зерен апатита
—	—	—	—	—	30	$N_g = 1,551; N_p = 1,545$
—	—	—	—	—	Альбит	$N_g = 1,536; N_p = 1,528$
—	—	—	—	—	Калишчат	$N_g = 1,527; N_p = 1,521$

впечатление, что гилосидерит либо новообразование, либо сохранившийся в отдельных участках оливин, позже преобразованный с увеличением железистости состава.

У пойкилокристов **клинопироксена** наблюдается четкая зональность (средний размер зерен 0,5—1,5 мм в диаметре). Часто фиксируется блоковое строение зерен. Пойкилокристы клинопироксена могут давать вытянутые формы, переходные к идиоморфным кристаллам клинопироксена, которые часто наблюдаются в габбро-диоритах и гибридно-метасоматических породах. Многочисленные измерения угла $2V$ показали интервал значений (+)43—63° с наибольшим распространением (+)47—52° (см. рис. 13), причем в изометричных и вытянутых пойкилокристах значения угла $2V$ близкие. В зональных кристаллах видно, что от центра к краю угол $2V$ увеличивается: (43—49°) → (52—56°) → (59—63°). Наибольшие значения появляются, в частности, в зонах соприкосновения с выделениями магнетита.

Часто в пойкилокристах наблюдается также пятнистое погасание отдельными участками (но не в виде зон), причем соседние участки могут иметь углы $2V$, подобные таковым в зернах с зональностью. Например, +43 и 49°; 50 и 54°; 48 и 54°. В таких зернах интенсивно проявляется дисперсия оптических осей. Довольно часто, особенно в вытянутых пойкилокристах, наблюдаются простые и полисинтетические двойники (см. табл. V, 2), угол cNg , измеренный методом Д. С. Коржинского, дает интервал 41,5—43°, чаще 42,5—43°. Показатели преломления: $N_g = 1,728—1,710$; $N_p = 1,704—1,687$. Судя по оптическим данным, в составе клинопироксена может находиться (см. рис. 8) 30—18% КлЭн, 45% Ди и 25—37% Гед. Клинопироксен кое-где частично замещен светло-зеленым амфиболом.

Кристаллы **плагноклаза** имеют зональное строение, причем центральные части во многих случаях пренитизируются либо целиком, либо избирательно в пределах отдельных двойниковых индивидов. Многочисленные измерения его состава фёдоровским методом показали (см. рис. 13) несколько групп значений (от центра к краевым частям кристаллов): (82—70) → (60—48) → (42—35) → (25—20)% Ан. Наибольшее развитие имеют составы в пределах №№ 60—35. Проявление состава №№ 20—25 и ниже, вплоть до альбита, не коррелируется с размерами кристаллов и обусловлено явной деанортизацией плагноклаза в отдельных участках. Показатели преломления (иммерсия $\pm 0,002$): для центральных частей — $N_g = 1,569—1,557$; $N_p = 1,561—1,551$, для краевых — $N_g = 1,545—1,547$ до 1,538; $N_p = 1,538$ до 1,528, что соответствует 62—40% Ан в центре и 15—20% Ан до альбита в краевых частях (см. рис. 8).

В интерстициях между таблицами плагноклаза довольно часто располагаются выделения (до 1 мм в диаметре) буроватого альбита (реже калишпата), причем среди них могут располагаться гнезда кварца (до 0,5 мм в диаметре) и зеленовато-бурого хлорита. Если кварц частично выполняет интерстиции, прилегающие к кристаллу плагноклаза, вокруг последнего появляется широкая периферическая кайма буроватого альбита, сливающаяся с интерстиционным. Кое-где в интерстициях с хлоритом, а иногда и прямо среди плагноклаза наблюдаются изометричные зерна граната (средний размер 0,03—0,08 мм в диаметре) совместно с кристаллами апатита и светло-зеленой роговой обманки (табл. VI, 2). Рудный минерал представлен магнетитом, занимает интерстиции и имеет неправильные формы (средний размер 0,5—1 мм в диаметре). Местами хорошо заметно, что деидритовидные выделения магнетита развиваются по пойкилокристам клинопироксена. Иногда выделения магнетита имеют каймы сфена. Имеются также самостоятельные выделения сфена, здесь же присутствуют зерна цумпеллита и зеленого клинопироксена. Выделения магнетита могут сопровождаться кое-где кварцем, альбитом и гранатом, причем гранат изредка уже замещен хлоритом с образованием псевдоморфоз.

Безоливиновые и оливиносодержащие габбро-долериты Северозападной ветви имеют свои особенности, на которых мы остановимся ниже. Оливин в свежем виде нигде не сохранился. Представлен псевдоморфозами идингсит-боулингита по одиночным пойкилокристам размером до 1 мм в диаметре.

Пойкилокристы **клинопироксена** часто имеют блоковое строение, иногда распадаются на агрегат мелких (0,025—0,5 мм в диаметре) изометричных зерен. Угол $2V$ в зональных пойкилокристах в центре равен (+)45—50°, в широких краевых частях — от (+)53—60 до (+)61—65° — в явном метасоматических осветленных, иногда светло-зеленых, периферических каймах. $\angle cNg$, измеренный методом Д. С. Коржинского, равен 42—42,5°. Показатели преломления: $N_g' = 1,712—1,724$; $N_p' = 1,690—1,700$. Судя по оптическим свойствам, в составе клинопироксена (см. рис. 8) находится 30—13% КлЭн, 41—52% Ди и 29—35% Гед. Ортопироксен редко наблюдается в виде одиночных зерен. В сумме пироксены составляют около 30—40%.

Плагноклаз во многих участках альбитизирован. Интересно, что при альбитизации сохраняются широкие полсинтетические и простые двойники первичного плагноклаза с карлсбадским и альбит-карлсбадским законами двойникования. Помимо этого, несдвойникованные изометричные выделения альбита есть и в интерстициях. В участках с сохранившимся первичным плагноклазом наблюдается зональное строение с составами: в центре №№ 80—74, в широких краевых частях и в более мелких кристаллах №№ 50—48 до (33—0) в крайних периферических частях. Проявляются альбитовый, карлсбадский и альбит-карлсбадский законы двойникования. Интересно отметить присутствие таблиц состава № 50 с двой-

никами графического типа (табл. VI, 3) по альбитовому закону. Помимо вытянутых таблиц (чаще хадакристов в ойкокритах клинопироксена), часто наблюдаются и изометричные формы. В центральных частях кристаллы обычно пренитизированы, иногда отчетливо замещаются пумпеллитом ($Nm \approx 1,730$).

Пумпеллит образует сферокристаллы величиной 0,08—0,16 мм в диаметре с аномальными цветами интерференции и резким плеохроизмом (по N_g — травяно-зеленый, по N_p — светло-желтый). Иногда пумпеллит представлен метельчатыми агрегатами и проявляется совместно с оливково-зеленым хлоритоподобным минералом ($Nm \sim 1,621$). В интерстициях совместно с зернами светло-зеленой роговой обманки, пумпеллитом и хлоритом располагаются кучки зерен граната, со средним размером 0,4—0,5 до 0,2 мм в диаметре. Изредка гранат образует вытянутые скопления, по-видимому, псевдоморфозы по плагиоклазу, размером 0,3×0,1 мм (табл. VI, 2). В зернах граната иногда отмечается слабая анизотропия, часто они располагаются среди чешуек слюдистого минерала, в некоторых случаях с сохранением реликтов биотита. Зерна граната нередко находятся в тесной ассоциации с дендритовидными выделениями магнетита. Среди реликтов альбитизированного плагиоклаза иногда также наблюдаются зерна граната, причем без сопровождения амфиболом и хлоритом.

Зерна клинопироксена с краев изредка замещаются светло-зеленым амфиболом. Довольно часто в интерстициях отмечаются лучистые агрегаты сине-зеленого амфибола. По всей породе рассеяны мелкие (0,03—0,3 мм в диаметре) изометричные и дендритовидные (до 2 мм в диаметре) выделения магнетита, иногда совместно с сульфидами. В отдельных участках породы, сохраняющих реликтовую структуру габбро-долерита, можно видеть пренит-эпидотовые скопления, включающие отдельные зерна от светло- до ярко-зеленого клинопироксена, зонального граната и альбитизированного плагиоклаза. Здесь достаточно ярко проявляется уже гранобластовая структура. Здесь же отмечается развитие и метакристов ангидрита и карбоната, и габбро-долерит практически полностью превращается в метасоматит.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты Хараелахской ветви сходны с одноименными породами других ветвей Талнахского интрузива, но тем не менее обладают рядом своеобразных черт. Для фронтальных частей Хараелахской ветви, так же как и С.-з., характерно ороговикование и атакситовость пород, уменьшающаяся в северо-западном направлении, где преобладают однородные текстуры этих пород. Ороговикование проявляется в разблокировании и грануляции породообразующих минералов вплоть до образования клинопироксен-плагиоклазовых роговиков. Меньшая степень ороговикования придает породе только атакситовый характер.

Оливин проявляется в виде зерен неправильной, реже изометричной формы, большей частью замещенных иддингсит-боулингом. Идиоморфизм зерен резко уменьшается по сравнению с кристаллами его из горизонта оливиновых габбро-долеритов. Значения $\angle 2V$ оливина колеблются от -85° до -68° , при этом наиболее часто встречаются ($-$) 72° — 76° .

Клинопироксен образует пойкилокрисы с вростками плагиоклаза либо агрегат более мелких изометричных зерен, находящихся в офитовых соотношениях с плагиоклазом. В центральных частях клинопироксенов углы $2V$ равны 50° — 54° , в краевых 58° — 64° ; $\angle cNg$ изменяется от 40° до 46° . Показатели преломления: $N_g=1,708$ — $1,726$; $N_p=1,684$ — $1,702$. Наряду с нормальным изменением состава в краевых частях зерен в сторону повышения железистости устанавливается присутствие и явно метасоматических клинопироксенов различного состава. Оптические свойства позволяют полагать, что в составе первичных клинопироксенов (см. рис. 8) находится 19—39% Гед, 38—51% Ди и 13—30% КлЭн. Клинопироксены

на границе с сульфидами осветляются, зеленеют либо замещаются бурой ($N_g=1,712$; $N_p=1,692$) и зеленой роговой обманкой, биотитом ($N_g=1,600$; $N_p=1,569$), актинолитом ($N_g=1,648$; $N_p=1,633$) и хлоритом. Ортопироксен отмечается спорадически в виде кристаллов призматического габитуса либо изометричных зерен, иногда с реликтами (псевдоморфозами по оливину) грязно-бурого иддингсит-булингита. Ортопироксен замещается биотитом, актинолитом и хлоритом.

Плагноклаз образует призматические кристаллы, размер которых изменяется от 0,1—0,7 мм до 15—20 мм по удлинению. Крупные кристаллы имеют отчетливо зональное строение, их центральные части нередко замещены сосюрит-целитовым материалом и пренитом, а краевые каймы альбитизированы. Мелкие призмочки плагноклаза из мезостазита обычно однородны. Состав зональных кристаллов изменяется от 78—70 до 52—40% Ан ($N_g=1,577$ —1,565; $N_p=1,559$ —1,552, центр→край). Плагноклазы sdвойникованы главным образом по альбитовому, карлсбадскому, манебахскому, реже альбит-эстерельскому законам. Нередко в результате изменения породы сохраняются одни «футляры» из альбита, либо его кристаллы оказываются замещенными пренитом, сотовым гидрогранатом, серпентин-хлоритом, сульфидами.

Из других минералов, количество которых в отдельных случаях достигает 1—3%, отмечается красно-бурый до оранжево-красного **биотит**, нередко с бесцветными до зеленых краями листочков. **Бурая и зеленая роговые обманки**, как правило, образуют метакристы по пироксенам, либо проявляются в их краевых каймах. **Апатит** отмечается в виде иголок размером 0,2—0,3 до 3 мм по удлинению. **Циркон** нередко устанавливается в биотите, **сфен** проявляется в виде клиновидных и неправильных зерен. **Рудные минералы** представлены мелкими (0,1—0,7 мм) изометричными зернами и крупными (1—12 мм) пластинчато-скелетными кристаллами титаномагнетита со структурами распада (ильменит+лейкоксен). Количество сульфидов может быть переменным от единичных мелких и субмикроскопических зерен до крупных скоплений халькопирита и пирротина, реже пирита. Замещение габбро-долерита порой заходит настолько далеко, что исходная порода устанавливается только по структурам просвечивания: псевдоморфозы гидрограната по плагноклазу цементируются сульфидами. Минералого-петрографические особенности пород приводятся на обзорной табл. 14 для всех ветвей интрузива.

5. «Габбро-диориты» и гибридно-метасоматические породы

Макроскопически это светло-серые до светло-розовых относительно крупнозернистые (до пегматоидного облика) породы с розовыми полевыми шпатами и изометричными и вытянутыми крупными кристаллами роговой обманки в пегматоидных разностях. Текстура массивная. Следует пояснить, что, по существу, «габбро-диориты» являются уже гибридно-метасоматическими породами, но с меньшей степенью изменения, чем такие типичные гибридно-метасоматические породы как «диориты» и «кварцевые диориты», с которыми они связаны постепенными переходами. Отличие заключается в разной степени метасоматических преобразований, с одной стороны, и в структурных различиях — с другой. «Диориты» и «кварцевые диориты» метасоматически развиваются за счет изменения разновидности безоливиновых габбро-долеритов, имеющих крупнозернистую пегматоидную структуру и, очевидно, представляющих собой прикровельные первичные габбро-пегматиты, подобные одноименным породам в Черногорской интрузии, в то время как «габбро-диориты» возникают за счет замещения обычной мелко- и среднезернистой разности безоливиновых габбро-долеритов. Далее мы употребляем названия этих

Безоливиновые и оливиносодержащие габбро-долериты

Характеристика	Юго-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Р.О. (зеленая)
Форма зерен	Пойкилокристы			Таблички и лейсты	Чешуйки
Размер, мм	1—1,5, до 0,1—0,3 в диаметре	1,5—2 до 5 в диаметре		(0,3—1,5) × (0,08—0,3)	До 1 мм в диаметре
Количество, %	До 5	20—40	Ед. зерна	50—65	Менее 1
$\angle cNg^\circ$	—	45,5—46			14
$\angle 2V^\circ$	(—)74—84	+46, 54, 58 центр → край 46 → 63			—87
$Ng (\pm 0,002)$	1,731—1,735, до 1,772	1,707—1,722		1,567—1,562	
$Np (\pm 0,002)$	—	1,685—1,696		1,559—1,551	
Железистость, %	30—32, до 49	38—45			
Состав, мол. %	30—32, до 49 Фа 70—68, до 51 Фо	32—17 КлЭн 30—38 Дп 38—45 Гед		(62—47) → → (32—37) → → 0% Ав. (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Иддингсит-бузунгит	Хлорит, биотит	Хлорит, биотит	Пренит, альбит	Сине-зеленый амфибол, хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая, офитовая и призматически-офитовая. Появляются кварц до 5% и более и щелочные полевые шпаты. Равномерно-зернистая массивная с элементами атакситовой. Рудных до 10% — магнетит, сульфиды				

(сопоставительная таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Шл	Би
Пойкилокристы, пзометричная	Пойкилокристы		Таблички п лей- сты	Чешуйки
0,5 в диаметре 0,03—0,1	0,5—1,5 до 1,5 в диаметре		1,5×0,15 1,5×0,08	0,08—0,1 в диаметре
До 5	20—40	Ид. зерна	50—60	Менее 1
	41,5; 42,5; 43			
—74, 76, 77, 81, 84, чаще 76—77	(43—49)—(52— 56)—(59—63)			
1,772	1,728—1,710		1,569—1,557— центр; 1,545—1,547— край	~1,605
1,722	1,704—1,687		1,561—1,551 1,538—1,540— край	
28—50, чаще 45 50	25—37			~10
45—50 Фа 55—50 Фо	30—18 КлЭп 45 Ди 25—37 Гед		(82—70)→(60— 48)→(42—35)→ →(25—20)% Ап (фед. мет.)	
Зеленый серпен- тин-хлорит и иддингсит-боу- лингит	Хлорит, зеленая роговая обманка, реже биотит		Пренит, альбит	Хлорит

Пойкилоофитовая до призматически-офитовой. Равномернозернистая массивная до атакситовой. Магнетит, реже сульфиды (вкраплениями 2—3 мм в диаметре)

Характеристика	Северо-западная ветвь			
	Ол	КлП	ОртП	Пл
Форма зерен	Псевдоморф. по пойкилокристам	Пойкилокристы, часто распавшиеся	Пойкилокристы	Таблички и лейсты
Размер, мм	До 1 в диаметре	1—1,5 в диаметре	До 1	(1,5×0,3)—(0,5—0,1)
Количество, %	Менее 5	30—40	Ед. зерна	50—60
$\angle cNg^0$		42—42,5		
$\angle 2V^0$		(+)45—50—центр; (+)53—60—край до (+)61—65		
$Ng(\pm 0,002)$		1,712—1,724		1,568 до 1,537 — край
$Np(\pm 0,002)$		1,690—1,700		1,560 до 1,528
Железистость, %		29—35		
Состав		30—13 КлЭп 41—52 Дп 29—35 Гед		Центр (80—74) → → (50—48) → → (33 до 0)% Ав (фед. мет.)
Вторичные изменения	Иддингсит-боулингит	Волокнистый сине-зеленый амфибол, хлорит	Хлорит, амфибол	Альбит, пренит, хлорит, пумпеллит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая, часто апопойкилоофитовая до офитовой, чаще с элементами атакситовой. Магнетит (выделения достигают 2 мм в диаметре), значительно реже сульфиды			

Хараелакская ветвь

Ол	КлП	ОртП	Пл	Би
Пойкилокристы			Таблички и лейсты	Чешуйки скопления
До 1—1,5 в диаметре	1—4 по удлинению	0,3—1,0	(1,5×4) — (0,3—0,1)	До 3
До 3—5	20—45	Ед. зерна до 2	40—60	До 5
	40—44			
(—)68—80, 85, чаще — 72	+48, 50—54, 58, 64			
1,742—1,764; 1,773; 1,725	1,708—1,726		1,577—1,565	1,605
1,703—1,720; 1,730; 1,689	1,684—1,702		1,559—1,552	1,564
35—62, 23 чаще 47—57	13—30			~10
35—62 Фа 65—38 Фо, чаще 47—57 Фа 53—43 Фо	38—51 Дл 19—39 Гед 13—30 КлЭн		(78—70) → → (52—40) центр → край (фед. мет.)	
Иддингсит-боулинцит	Амфибол, биотит, хлорит	Биотит, хлорит, актинолит	Альбит, калишпат, пренит, сосюрит, амфибол	Амфибол, си-не-зеленые слюдки, хлорит

Пойкилофитовая, офито-пойкилофитовая до офитовой, нередко атакситовая.

Рудные — магнетит (0,3—1,5 мм в диаметре), халькопирит, пирротин, пирит (0,1—1,0 мм в диаметре)

пород без кавычек, но все время следует помнить, что это гибридно-метасоматические породы, а не обычные магматические.

Основными минералами габбро-диоритов Юго-западной ветви являются плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, спорадически кварц, альбит, калишпат, биотит, магнетит. Структура пород пойкилоофитовая до призматически-офитовой. Эти же минералы наблюдаются и в ярко выраженных гибридно-метасоматических породах, но клинопироксен остается лишь в реликтах среди замещающей его роговой обманки, плагиоклаз практически нацело замещен щелочными полевыми шпатами (преобладает альбит), широко развиты кварц, апатит, сфен, а также сульфиды. Структура породы уже преобладает призматически-зернистая.

Плагиоклаз частично сохраняется в габбро-диоритах, где хадакриссты в ойкокрисстах клинопироксена могут пметь как №№ 44—55, так и, будучи явно деанортизированными, №№ 8—36 (см. табл. 13) с размерами табличек $0,1 \times (0,3-0,7)$ мм. Краевые части кристаллов обычно представлены альбитом ($N_g=1,536$; $N_p=1,528$). Им же слагаются довольно часто и полные псевдоморфозы по кристаллам плагиоклаза (см. табл. 13). Особенно интенсивно замещение альбитом, а иногда калишпатом в гибридно-метасоматических диоритах и кварцевых диоритах ($N_g=1,527$; $N_p=1,521$), в которых они также слагают совместно с вростками кварца микропегматитовые венцы вокруг зерен буроватого альбитизированного плагиоклаза, сливающиеся с микропегматитом в интерстициях (табл. VI, 4). Размер табличек полевых шпатов в этих породах в среднем составляет $(1-3) \times (0,5-1,5)$ мм, чаще они прямоугольные до квадратных, реже вытянутые. Микропегматит может составлять до 30% общего объема породы, кварц (в виде самостоятельных выделений) до 10%.

Клинопироксен в габбро-диоритах слагает как крупные ойкокриссты (до 3—5 мм в диаметре), так и мелкие часто озелененные изометричные (0,15—0,3 мм в диаметре) кучно располагающиеся зерна. В центральных частях зерен часто появляется буровато-розовая окраска, в периферических — зеленая. Иногда мелкие кристаллы клинопироксена нацело замещаются зеленой метасоматической разновидностью. В зернах с зональным строением можно видеть, что в центральных частях угол $2V$ равен $(+)$ 44—50°, а в широких краевых частях $(-)$ 50—55°. По многочисленным замерам методом Д. С. Коржинского в сдвойникованных кристаллах $\angle cN_g=44,5-45^\circ$. В клинопироксене (в частности, в зеленом), метасоматически замещающем первичный клинопироксен, угол $2V=(+)$ 63—72°. Показатели преломления, измеренные в иммерсии ($\pm 0,002$), у магматического клинопироксена: $N_g=1,703-1,713$; $N_p=1,680-1,690$. Судя по оптическим свойствам, в его составе находится 33—36% Ди, 24—24% КлЭн и 33—40% Гед (см. рис. 8). В метасоматической разновидности N_p достигает 1,720. По диаграмме Е. В. Свешниковой и Л. И. Шабынина (1961) устанавливается присутствие в этих зеленых ферриавгитах до 65% железистого компонента. Ойкокриссты клинопироксена иногда частично замещаются метакристами биотита и бурой роговой обманки.

Бурая роговая обманка, в свою очередь, замещается зеленой, а затем и сине-зеленой волокнистой роговой обманкой и, наконец, чешуйками зеленого слюдястого минерала ($N_m \sim 1,684$) с прямым погасанием, положительным удлинением и четким плеохроизмом от зеленовато-желтого по N_p , до оливково-зеленого по N_g . Наибольшее развитие всех разновидностей роговых обманок наблюдается в гибридно-метасоматических диоритах и кварцевых диоритах, где от клинопироксена остаются лишь реликты ($\angle 2V=+48^\circ$, $\angle cN_g=41^\circ$, $N_g=1,719$; $N_p=1,695$; железистость $\sim 30\%$ Гед; см. рис. 8). Бурая роговая обманка до зеленовато-бурой обыкновенно слагает центральные части зерен. $\angle 2V=(-)$ 69—70°, угол погасания до 10°. Плеохроизм: по N_g —темно-красновато-бурая, по N_m —красновато-бурая, светлее, чем по N_g , по N_p —желтовато-бурая. Схема абсорбции: $N_g > N_m > N_p$. Показатели преломления, измеренные в иммерсии:

$N_g=1,674$; $N_p=1,658$. Согласно диаграмме В. С. Соболева (1950, см. рис. 8), в ее составе около 20% железистого компонента.

Зеленая роговая обманка наиболее развита по сравнению со всеми другими имеющимися здесь разновидностями роговых обманок. Развивается она отчетливо по пойкилокристам клинопироксена. Отчетливо плехроирует: по N_g — густо-травяно-зеленая, иногда с голубоватым оттенком, по N_m — оливково-зеленая, по N_p — светло-зеленая. Угол $2V$ в ней от $(-)$ 58 до $(-)$ 65—75°. $\angle cNg \sim 12^\circ$. Показатели преломления, измеренные в иммерсии: $N_g=1,706-1,668$; $N_p=1,682-1,647$. Судя по диаграмме Трегера (1958; см. рис. 8), в ее составе находится около 30—75% железистого компонента. Периферические части ее зерен обыкновенно сложены светло-зеленой или сине-зеленой до бесцветной разновидностью. Последняя уже с волокнистым строением (удлинение +). Угол cNg не превышает 14° . Угол $2V$ светло-зеленой разновидности составляет $(-)$ 71—73°. Показатели преломления у нее $N_g=1,672$; $N_p=1,652$. В составе ее содержится 35% железистого компонента (см. рис. 8). Крайняя периферическая бесцветная разновидность имеет угол $2V=-83^\circ$, $\angle cNg$ около 10° . $N_g=1,685$; $N_p=1,663$, $f \sim 50\%$. Таким образом, от центра к периферии зерен роговой обманки наблюдается резкое увеличение значений угла $2V$, связанное с закономерным изменением ее состава. В отдельных участках роговая обманка составляет 30—40% общего объема породы.

Обращает на себя внимание широкое развитие в габбро-диоритах игольчатых кристаллов апатита (размер $(0,3-0,1) \times (0,03 \times 0,01)$ мм), которые не только располагаются среди альбита и калишпата, но и вдаются в ойкокристы клинопироксена, наследуя положение хадакритов плагиоклаза, по которым идет замещение как щелочными полевыми шпатами, так и апатитом. Игольчатые и изометричные сечения апатита наблюдаются также в окружении чешуек слюдяного буровато-зеленого минерала. В диоритах и кварцевых диоритах отмечаются крупные (до нескольких миллиметров в диаметре) гнезда кварц-apatит-биотит-роговообманкового состава. Совместно с лучистой сине-зеленой роговой обманкой отмечены также лучистые кристаллы пренита ($N_m=1,622$; $\angle 2V=+67$; 63°) и зерна эпидота, причем кое-где видно, что эпидот развивается по плагиоклазу. Апатит также располагается среди щелочных полевых шпатов и микропегматита — в интерстициях. Кварц слагает гнезда до 1,5 мм в диаметре (зерна — 0,1—0,5 мм в диаметре) часто с гранобластовой структурой. В отдельных участках кварц совместно с микропегматитом может составлять до 50% общего объема породы.

В тесной ассоциации с выделениями апатита и роговой обманки как в габбро-диоритах, так и в диоритах и кварцевых диоритах, наблюдаются оригинальные дендритовидные до игольчатых выделения магнетита (реже сульфидов) длиной от 0,1 до 1,5 мм. Количество их может составлять 1—5% от общего объема породы. Иногда заметно, что такие выделения магнетита локализируются среди пойкилокристов клинопироксена, начавшего замещаться роговой обманкой, причем, судя по реликтам клинопироксена среди роговой обманки, можно говорить, что ойкокристы клинопироксена предварительно подверглись распаду — грануляции.

В тесной ассоциации с магнетитом (титаномагнетитом) отмечены выделения сфена (0,1—1 мм в диаметре). Очень часто выделения рудных минералов (магнетит, халькопирит, пирит) располагаются среди скоплений (до 1—3 мм в диаметре) актинолитоподобной роговой обманки, буровато-зеленого биотита и апатита. В них вдаются кристаллы измененного плагиоклаза. Несомненно, что отмеченные «гнезда» представляют метасоматически замещенные ойкокристы первичного клинопироксена. В кварцевых диоритах можно отчетливо наблюдать интенсивное разъедание (типа замещения) микропегматитом кристаллов щелочного полевого шпата (в основном, альбита). Размер графических вростков кварца в щелочных полевых шпатах микропегматита колеблется в пределах 0,008—0,08 мм

в диаметре, а насыщенность иногда очень велика, достигая 50% и больше. По-видимому, в результате увеличения количества вростков кварца и получается кое-где полное замещение альбита и калишпата кварцем. Иногда «пятна» густой вкрапленности монолитно погасающего кварца изолированно располагаются прямо среди кристаллов щелочных полевых шпатов. Изометричные выделения кварца (до 0,1 мм в диаметре) могут располагаться среди скоплений зеленой роговой обманки и оранжевого биотита, находясь, по-видимому, с ними в равновесии.

Габбро-диориты и гибридно-метасоматические породы Северо-восточной ветви подобны одноименным породам Юго-западной ветви. Отметим их особенности. Имеются все переходы от пород с пойкилоофитовой структурой, где сохраняется свежий плагиоклаз и почти не амфиболизированный клинопироксен, до разновидностей, где плагиоклаз замещен альбитом, а клинопироксен, часто полностью, — амфиболом и биотитом с апопойкилоофитовой до офитовой структурой породы.

Клинопироксен представлен монолитными (в том числе вытянутыми) и распавшимися пойкилокристами от 0,15 до 3—5 мм в диаметре с зональным строением. Часты полисинтетические двойники. Многочисленные измерения $\angle cNg$ методом Д. С. Коржинского показали интервал значений 44,5—45,5°. В буроватых центральных частях наблюдаются углы $2V$, равные (+)44—50°, в широких краевых осветленных частях (+)50—56 до (+)63° — в светло- до ярко-зеленой разновидности, часто слагающей крайние периферические части. Иногда мелкие зерна пироксена нацело замещаются зеленой разновидностью, причем двупреломление ее уже значительно ниже (не выше 0,018—0,020). Показатели преломления дают интервал $Ng=1,714—1,718$ до 1,722; $Np=1,694—1,696$ до 1,704. В зеленой периферической разновидности наблюдается резкое повышение показателей преломления до $Ng=1,750$; $Np=1,737$. Судя по оптическим свойствам, в составе наблюдается 29—20% КлЭн, 34—36% Ди и 37—44% Гед (см. рис. 8). В зеленой разновидности содержится до 70% железистого компонента и представлена она ферриавгитом (Свешникова, Шабынин, 1961). Кое-где небольшие участки клинопироксена замещаются бурыми роговой обманкой и биотитом, которые в периферических их частях замещаются зелеными разновидностями. Иногда клинопироксен нацело замещается метакристами роговой обманки и биотита. Клинопироксен и псевдоморфозы по нему лучистого зеленого амфибола обычно составляют в сумме не менее 50% общего объема породы. Можно видеть кое-где, что реликты клинопироксена становятся розовыми до бурых.

Плагиоклаз представлен как вытянутыми (0,1×1,5 мм), так и изометричными сечениями с двойниками (до 2 мм в диаметре) и, в значительной степени, уже замещен буроватым альбитом и реже анортотом вплоть до полных псевдоморфоз. В относительно свежих участках породы измерения показали №№ 55—42 — в центральных частях зональных кристаллов (в том числе в хадакритах) и №№ 38—12 в широких краевых частях, до альбита — в крайних периферических частях и интерстиционных выделениях ($Ng=1,538$; $Np=1,530$). Показатели преломления плагиоклаза из периферических частей: $Ng=1,551$; $Np=1,545$, что соответствует содержанию 25—30% Ан (см. рис. 8). Игольчатые кристаллы апатита размером (0,3—0,1)×(0,03—0,01) мм не только располагаются среди буроватого альбита, но и вдаются в ойокристы клинопироксена, наследуя положение хадакритов плагиоклаза, по которым идет замещение как альбитом, так и апатитом (табл. VII, I). Игольчатые и таблитчатые выделения апатита наблюдаются также в окружении волокнистого, возможно, слюдяного минерала (удлинение +, прямое погасание, резкий плеохроизм от зеленовато-желтого по Np , до оливково-зеленого по Ng , двупреломление около 0,020). Последний может замещать как клинопироксен, так и замещающую его роговую обманку. Дендритовидные выделения магнетита достигают 2 мм в диаметре. К ним приурочены многочисленные

ные выделения апатита, чешуйки бурого биотита и зерна позеленевшего клинопироксена (иногда они располагаются очень кучно). Кое-где наблюдались также оригинальные игольчатые выделения магнетита (длиной 0,1—1,5 мм), количество которых может достигать 1—5% общего объема породы (табл. VII, 2). Изредка наблюдались незначительные выделения кварца и сульфидов.

В более значительных количествах (до 10%) кварц наблюдается в габбро-диоритах и гибридно-метасоматических породах Северозападной ветви. Располагается он в интерстициях между лейстами альбитизированного плагиоклаза, давая выделения до 1 мм в диаметре, и сопровождается чешуйками и метельчатыми агрегатами синевато-зеленого амфибола и зеленовато-желтого слюдистого минерала. Интересно отметить мелкие апофизы (ответвления) клинопироксена от его пойкилокристов. Располагаются они прямо среди кварца и альбитизированного плагиоклаза и носят явный характер метасоматических новообразований. В последнем случае они имеют светло-зеленый цвет и кое-где полисинтетические двойники (табл. VII, 3). Зерна зонального клинопироксена в значительной степени амфиболлизированы. В зональных кристаллах роговой обманки видно, что оливково-зеленая разновидность замещается по периферии светло-зеленой и далее волокнистой травяно-зеленой и синезеленой разновидностями. В случае крупных зональных кристаллов в центральных их частях могут сохраняться реликты плагиоклаза, частично сосюритизированного и пренитизированного, краевые части альбитизированы и примыкают к участкам кварца и сравнительно мелких лейст альбитизированного плагиоклаза. К местам крупных скелетных выделений магнетита (1—5 мм в диаметре) бывают приурочены в некоторых местах (табл. VII, 4) скопления зеленой роговой обманки, бурого биотита (края зеленые) и изометричных зерен граната (0,08—0,16 мм в диаметре). В отдельных участках породы имеются гнезда сферокристаллов пренита. Плагиоклаз по отношению к темноцветным минералам представлен в пропорции примерно 1:1. Отмечаются также лейкократовые плагиоклазитовые участки кое-где с микрогранобластовой структурой.

В Хараелакской ветви габбро-диориты и гибридно-метасоматические образования сходны с описанными для других ветвей интрузива.

Плагиоклаз образует широкие таблицы и призматические кристаллы размером 0,3×0,4 см; 0,3×0,7; до 0,5×1,2, реже 0,1×0,3 см и менее. Центральные части зерен замещаются пренитом, пелитом, а краевые обычно альбитизированы. Нередко целые зерна псевдоморфизованы альбитом. Плагиоклаз двойникован и, как правило, зонален. Замеры плагиоклаза федоровским методом показали, что в их составе имеется от 65 до 10—15% Ан (центр → край). Показатели преломления варьируют: $N_g=1,560-1,541$; $N_p=1,554-1,534$, судя по ним, в составе плагиоклазов основного интервала присутствует 50—20% Ан (см. рис. 8).

Клинопироксен проявляется в виде идиоморфных призматических кристаллов и остроугольных зерен, находящихся в офитовых взаимоотношениях с плагиоклазом. В центральных частях клинопироксен нередко имеет бурый цвет, а в краевых осветляется, зеленеет, либо замещается биотитом и бурой роговой обманкой, по которой развивается зеленая. Оптические свойства клинопироксенов следующие: $\angle 2V$ составляет (+) 48—56 до +64°, $\angle cNg=42-43^\circ$. Показатели преломления: $N_g=1,714-1,720$; $N_p=1,693-1,701$. Исходя из оптических данных (см. рис. 8), в составе клинопироксена находится 43—45% Ди, 29—35% Гед и 28—20% КлЭн.

Роговые обманки представлены бурой и зеленой разновидностью, они замещают клинопироксен и встречаются в мезостазисе совместно с альбитом и кварцем. Оптические данные приведены в табл. 15. Роговые обманки замещаются лучистым актинолитом, плеохроирующим от синезеленого до бесцветного, показатели преломления которого $N_g=1,656-$

Габбро-диориты и гибридно-метасоматические породы

Характеристика	Юго-западная и Северо-восточная ветви					
	КлП	Пл	Аб и калишпат	Р. О., бурая → зеленая	Микропегматит	Кв
Форма зерен	Пойкилокрасты и изометричные зональные зерна	Таблицы	Таблицы и интерстициальные выделения	Каймы и самостоятельные зерна	Графические сростки	
Размер, мм	От 0,15 до 3—5 в диаметре	0,1 × (0,3 - 0,7), до (1—3) × (0,5—1,5)			Зерна 0,008—0,08 в диаметре	0,1—0,5, до 1,5 в диаметре
Количество, %	Переменно от ед. зерен до 30	Переменно до 60		От ед. зерен до 30—40	От незначит. проявлений до 30 и более	От ед. зерен до 10
$\angle cNg^\circ$	44,5—45, до 41			10→12→14		
$\angle 2V^\circ$	(+)44—50; 50—55; 63—72			(-)69—58, до 65 →(-)71—73		
$Ng (\pm 0,002)$	1,714—1,722, до 1,750	1,551 до 1,538	1,538—1,536, до 1,527	Зел. 1,706—1,685		
$Np (\pm 0,002)$	1,694—1,704, до 1,737	1,545 до 1,534	1,534—1,526, до 1,521	Зел. 1,682—1,663		
Железистость, %	26—43			75—50		
Состав, мол. %	29—20 КлЭн 45—37 Дп 26—43 Гед	(55—44)→(36—12) Аи (фед. мет.)	0—10 Ан до калишпата			
Вторичные изменения	Роговая обманка, биотит, хлорит	Альбит	Кварц	Биотит, хлорит	Кварц	
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая до офитовой и гипидиоморфнозернистой, среднезернистые до пегматоидных. От равномернозернистой до атакситовой. Магнетит, реже сульфиды (ширит, халькопирит)					

(сопоставительная таблица по ветвям интрузива)

Северо-западная и Хараелахская ветви					
КлП	Пл	Аб	Р. О., бу- рая/ зеленая	Бн	Кв
Идиоморфные призмы, пойкилокристы	Таблицы, призмы	Таблицы, полигональ- ные зерна	Призмы, чешуйки каймы	Чешуйки	Ксенокри- сталл в мезоста- зисе
0,1—0,5, до 1—1,2 в диаметре	0,3—5 по уд- линению	0,05—0,5, до 1—5	0,05—0,5, до 1—5 по удлине- нию	0,1 до 5	0,05—0,5 до 1, реже 2,5
Переменно			Ед. зерна до 20	Ед. чешуй- ки до 30	Ед. зерна до 3—5
до 40	до 80	до 50—80			
42—43					
(+)48—56 до 64					
1,714—1,720	1,560—1,541 центр → → край		$\frac{1,661—1,678}{1,740—1,685}$	1,625—1,635	
1,693—1,701	1,554—1,534 центр → → край				
			$\frac{22 \text{ и ниже}}{50}$	30—40	
39—40 Ди 22—29 Гед 39—31 КлЭн	65 до 14—15 Ан, чаще 50—20 (фед. мет.)				
Роговая обман- ка, биотит, ак- тинолит, хлорит	Альбит, цренил				Альбит

Призматически-офитовая, пойкилоофитовая до офитовой, пегматоидная; средне- до крупнозернистой. Однородная до атакситовой. Титаномагнетит, гематит, сульфиды (шприт, халькопирит)

1,661; $Nr=1,635-1,641$, что соответствует 35—43% ферриактинолитового компонента (Трегер, 1958). В шлифах устанавливаются псевдоморфозы идингсит-боулингита по изометричным (0,05 мм) и лапчатым зернам оливина (?), свежих его зерен не встречено. Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами (халькопирит, пирротин, реже пирит). Количество их варьирует в широких пределах (от 1—3%) до образования богатой метасоматической руды. Преобразование пород в ряде случаев настолько интенсивно, что происходит формирование клинопироксен-гидрогранатовых рудных метасоматитов, амфибол-полевошпатовых, биотит-магнетит-полевошпатовых пород и альбититов. Сопоставление минералого-петрографических особенностей по ветвям интрузива приводится в табл. 15.

Особенности химического состава оливинсодержащих, безоливиновых габбро-долеритов и «габбро-диоритов» можно видеть на табл. 31, 32 и на диаграммах, отражающих соотношения главных породообразующих минералов*. В отношении химических минералов (диаграмма Ол — ОртП — КлП) в отличие от оливиновых и оливин-биотитовых габбро-долеритов наблюдаются широкие вариации не только относительно орто- и клинопироксена между собой, но и относительно оливина и рудных минералов (см. рис. 10). Соотношения между силикатными и феррическими минералами варьируют при относительно малом изменении рудных минералов, причем заметно, что чем более лейкократовая порода, тем больше в ней рудных минералов. Подобным же образом варьируют соотношения не только между оливином и суммой пироксенов, но и между рудными и плагиоклазом. С уменьшением количества пироксенов увеличивается количество плагиоклаза и рудных минералов (проекция Ол — Σ Пир—Пл; Ол — Σ Пир—Р), причем, как можно видеть на проекции Пл — Σ Пир—Р, основную роль играют вариации пироксенов и плагиоклаза с незначительным изменением количества рудных минералов. На беспироксеновой проекции Ол — Пл — Р можно видеть вариации Ол и Пл при относительно постоянном содержании рудных, в то же время на всех проекциях с участием пироксенов видно изменение содержания рудных минералов. Это заставляет предполагать связь изменения количества пироксенов и рудных минералов, причем если для пикритовых и оливиновых габбро-долеритов эта связь прямая, то для безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов она обратная, т. е. рудными минералами замещаются именно пироксены (см. также бинарную диаграмму Р — Σ Пир).

На диаграмме $m' - f' - c'$, как и для оливиновых габбро-долеритов, наблюдается варьирование характеристики m' при относительно постоянном соотношении характеристик f' и c' , т. е. в темноцветной части (в клинопироксене) закономерно изменяется не только содержание ферросилитового, но и параллельно волластонитового компонентов. На диаграмме видно, что фигуративные точки безоливиновых, оливинсодержащих габбро-долеритов и габбро-диоритов венчают эволюционный ряд основной расслоенной серии, начинающийся пикритовыми габбро-долеритами. Интересно отметить взаимное постепенное проникновение фигуративных точек дифференциатов в область локализации сопредельных дифференциатов.

Подобные же эволюционные ряды можно видеть и на диаграммах $SiO_2 - \varphi$ и $SiO_2 - F$ (см. рис. 10), причем степень окисленности железа безоливиновых, оливинсодержащих габбро-долеритов и габбро-диоритов закономерно плавно увеличивается по сравнению с пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами, а по железистости соответственно резко возрастает.

* Особенности химического состава гибридно-метасоматических пород в их ярком выражении представлены на табл. 32.

ПЕТРОГРАФИЯ ОСНОВНЫХ ПЕГМАТОИДОВ И ПСЕВДОТАХИЛИТОВ

Рассмотрев породы основной расслоенной серии, перейдем к петрографической характеристике своеобразных крупнозернистых пород, известных в Норильском районе под названием такситовых габбро-долеритов, габбро и «талнахитов» (троктолитов). Перечисленные породы, как говорилось выше, в отличие от пород основной расслоенной серии слагают обычно сравнительно мелкие тела резко меняющейся мощности, жиллообразного, линзобразного либо шлирового характера, объединяющиеся в один или несколько горизонтов внутри интрузии. Взаимоотношения с породами основной расслоенной серии не оставляют сомнений в их более позднем происхождении, что доказывается содержанием реликтов пород основной серии и метаморфизирующим воздействием на последние со стороны пегматоидных образований. Учитывая взаимоотношения этих пород между собой (Рябов, 1969; Золотухин, Рябов, 1970), мы объединяем такситовые габбро-долериты и им подобные образования в группу родственных пегматоидных пород, как это представлено в табл. 5, выделяя в ней две структурные подгруппы: 1) атакситовые (собственно такситовые габбро-долериты — с оливином и без него и атакситовые габбро) и 2) равномернозернистые (талнахиты-троктолиты, оливиновые габбро и безоливиновые лейкократовые габбро). Внутри этих подгрупп породы дают серии (см. рис. 7), имеющие все переходы от обогащенных оливином пород к безоливиновым. В связи с этим остановимся на описании крайних разновидностей, выделенных по этому признаку.

1. Атакситовые пегматоиды

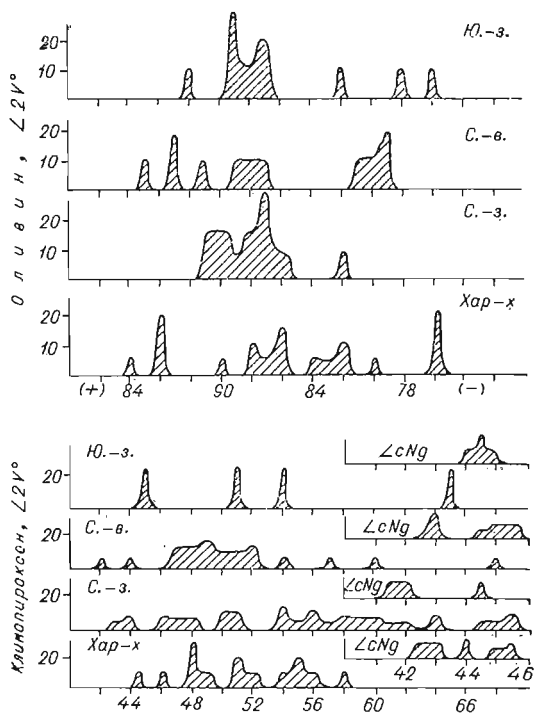
Такситовые габбро-долериты троктолитового типа, как и оливиновые такситовые габбро-долериты, макроскопически представляют собой резко неравномернозернистые породы (от долей миллиметра до 1 см и более) с атакситовой полосчатой либо шлировой текстурой. Такситовые габбро-долериты троктолитового типа имеют многочисленные реликты ороговикованных пикритовых габбро-долеритов. Величина их от долей миллиметра до 1 мм и более; чаще измеряется первыми сантиметрами. Они слагают черные мелкозернистые участки среди грубозернистой массы выделений плагиоклаза, пироксена и сульфидов. Оливиновые габбро-долериты таких участков не имеют и обладают менее контрастным узором, чем троктолитовый тип. Под микроскопом можно видеть, что структура породы может изменяться от участка к участку от пойкилоофитовой к офитовой и гипидиоморфнозернистой до габбровой в одних участках и роговиковой (микрогранобластовой) в других. Текстура атакситовая, с участками, значительно отличающимися по величине зерна. Основные минералы породы: оливин, плагиоклаз, клино- и ортопироксен, сульфиды и магнетит. Соотношения их резко изменчивы.

Оливин морфологически представлен тремя разновидностями. Участки мелкогранулированного оливина с величиной изометричных зерен 0,016—0,3 мм в диаметре чередуются с участками, где оливин представлен идиоморфными зернами, как в пикритовых габбро-долеритах, размером в среднем 0,5 мм в диаметре, а также крупными пойкилокристами диаметром 0,5—2 мм. Иногда пойкилокристы размером 1—5 мм в диаметре имеют дендритовидный и стеблевидный характер (табл. VIII, 1). Кое-где они включены в ойкокристы клинопироксена и, следовательно, возникли раньше последнего. Характерно, что «россыпи» мелких зерен оливина бывают включены в крупные кристаллы плагиоклаза и пироксенов, а также на-

блюдаются в мелкозернистых участках среди табличек плагиоклаза в офитовых соотношениях. В некоторых участках с офитовой структурой (офитовые соотношения оливина и плагиоклаза) оливин может располагаться мономинеральными кучками изометричных зерен (размером 0,15—0,3 мм в диаметре), плотно прилегающих друг к другу, представляя блоки распавшегося более крупного зерна (табл. VIII, 2). Размер кристаллов плагиоклаза (в том числе зональных) в таких мелкозернистых участках резко меньше, чем в грубозернистых, и составляет в среднем $(0,3—0,5) \times (0,15—0,08)$ мм, а структура породы может приближаться к гранобластовой.

В мелкозернистых участках иногда совместно с гранулированными формами оливина присутствует также оливин в виде мелких пойкилокристов неправильной формы (табл. VIII, 3), т. е. процесс образования тех и других близок во времени и относится к периоду до начала кристаллизации ойкикристов пироксенов и плагиоклаза, которые могут включать в качестве хадакристов оливин этих двух морфологических форм (табл. VIII, 4). В мелкозернистых участках наблюдаются и относительно более крупные изометричные зерна оливина с блоковым строением. Границы между мелко- и крупнозернистыми участками постепенные, сглаженные. В пойкилокристаллах оливина вдоль трещинок располагается рассеянная сыпь и целые дендриты магнетита (размер частиц в среднем 0,015 мм в диаметре), а также огромное количество мельчайших (0,002—0,008 до 0,03 мм в диаметре) газовых и расплавных включений, в том числе дендритовидных. Интересно отметить, что оливин в отличие от такового в пикритовых габбро-долеритах лишь кое-где замещается серпентином, а местами зеленым иддингсит-боулинитовым минералом. Гранулированные формы оливина наиболее часто наблюдаются в обогащенных оливином разностях такситовых габбро-долеритов (25—50% объема) троктолитового и пикритового состава. В менее обогащенных оливином породах, содержащих до 10% оливина (в оливиновых такситовых габбро-долеритах, это чаще идиоморфные зерна либо мелкие пойкилокристы.

Представление о составе описываемых разновидностей оливинов дает измерение его оптических характеристик. Углы $2V$ меняются от $+86$ до -74° , чаще всего наблюдаются значения от $+84$ до -84° (рис. 14). Мелкие гранулированные формы, как и идиоморфные зерна, обычно имеют $\angle 2V$, близкий к 90° либо отклоняющийся на $2—3^\circ$ в ту или иную сторону от 90° . Что касается пойкилокристов, то здесь интервал значительно больше и наряду с упомянутыми значениями появляются $\angle 2V$ вплоть до $(-)78—74^\circ$. Показатели преломления (иммерсия $\pm 0,002$): $N_g = 1,721—1,740$; $N_p = 1,679—1,705$. Это соответствует содержанию 24—35% Фа. Судя по значениям $\angle 2V$ присутствуют также и зерна с составом 5—20% Фа (см. рис. 8).



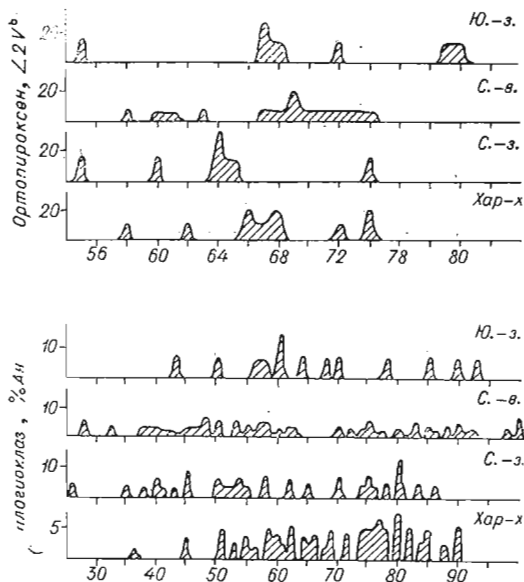


Рис. 14. Вариационные диаграммы углов $2V$, cNg темновесных минералов и состава плаггиоклаза в такситовых габбро-долеритах по ветвям интрузива (в процентах от общего числа замеров — вертикальная ось).

ная метасоматическая зона неправильными «затеками» может глубоко вдаваться внутрь зерна. Картина совершенно аналогична зональности плаггиоклаза в контакте с выделениями сульфидов (см. табл. X, 1).

В клинопироксенах имеет место также первично-магматическая зональность. Особенно хорошо она заметна (табл. IX, 4) в пластинках более толстых, чем обычные шлифы (центр зеленый, широкие краевые части бурые). $\angle 2V$ в первично-магматическом клинопироксене равен (+)42—54°, чаще 47—54°. В зеленом метасоматическом клинопироксене периферических частей зерен наблюдаются большие значения $\angle 2V$ — до +69° (см. рис. 14). Углы cNg , измеренные методом Д. С. Коржинского, показывают два интервала значений: 40—42,5 и 44—45,5°. Показатели преломления: $N_g=1,705$ —1,712; $N_p=1,682$ —1,692. Судя по оптическим свойствам, в составе первичного пироксена находится 25—34% КлЭн, 34—47% Ди и 41—19% Гед (см. рис. 8). Зеленый метасоматический клинопироксен описан в отдельном разделе.

Ортопироксен представлен пойкилокристами размером до 2 мм в диаметре, реже периферическими каймами вокруг клинопироксена. Часто наблюдается отчетливый гиперстеновый плеохроизм. $\angle 2V$ равны (—)55—80°, чаще 64—74°. Показатели преломления: $N_g=1,698$ —1,702; $N_p=1,687$ —1,692. Это соответствует (см. рис. 8) содержанию 25—30 железистого компонента. В сумме пироксены составляют 20—35% общего объема породы.

Плаггиоклаз представлен как широкопластинчатыми, так и узкопластинчатыми зернами, размер которых резко колеблется от $0,16 \times 0,05$ до $3 \times 0,5$ мм и более. Обычно хорошо проявлено зональное строение и полисинтетические двойники. Краевые зоны часто очень широкие. Многочисленные измерения составов показывают (центр→край) следующие интервалы (см. рис. 14; табл. 16): (100—70) — (60—35) — (30—25) % Ан. В отдельных участках такситовых габбро-долеритов плаггиоклаз может быть нацело альбитизированным с сохранением двойникового строения, характерного для замещаемых кристаллов плаггиоклаза (см. табл. 16). В контакте с выделениями сульфидов часто наблюдается зональность неправильной формы

Клинопироксен образует вытянутые и изометричные пойкилокристы размером до 5 мм, частично замещаемые сульфидами (табл. IX, 1). Ойкокристы пироксенов содержат в качестве хадакритов плаггиоклаз и реже изометричные, в том числе гранулированные, формы оливина. Вытянутые ойкокристы клинопироксена в краевых частях могут содержать немногочисленные хадакриты вплоть до полного их исчезновения, когда кристаллы приобретают идиоморфизм, особенно хорошо заметный в штуфах породы (табл. IX, 2), причем длина кристаллов может достигать 2—3 см. В клинопироксене иногда отмечаются двойники и зональное строение, особенно четкое в контакте с сульфидами (табл. IX, 3), где видно, что внеш-

с затеками внутрь зерен (табл. X, 1) и появлением участками в центральной части зерен номеров, отвечающих краевым частям. Эта зональность уже имеет явно не первичный, а метасоматический характер. Измерения показывают здесь содержание 58—28% Al_2O_3 (см. табл. 16).

Наиболее распространенными законами двойникования являются альбитовый, карлсбадский и альбит-карлсбадский, сохраняющиеся и при полной альбитизации плагиоклаза. Судя по показателям преломления, измеренным ($\pm 0,002$; см. табл. 16) в зональных кристаллах, интервал составов плагиоклаза оказывается более узким, чем дает федоровский метод с использованием диаграмм Никитина. При использовании диаграмм для высокотемпературного плагиоклаза (Заварицкий и др., 1958) получается большее соответствие в результатах обоих методов измерения, в связи с чем мы приводим две крайние колонки возможных составов, между значениями которых вероятней всего и находятся составы измеряемых плагиоклазов, тем более что имеются сведения (Золотухин, 1964; Лихачев, 1965; Золотухин, Васильев, 1967) о проявлении неупорядоченных плагиоклазов в дифференцированных интрузиях Норильского района. Количество плагиоклаза в породе непостоянно и находится в пределах 30—55% общего объема породы.

Довольно часто в контакте пироксенов с сульфидами появляется зеленая или буровато-зеленая **роговая обманка**. Плеохроирует от травяно-зеленого или буровато-зеленого до бурого по Ng , оливково-зеленого до светло-бурого по Nm и светло-зеленого до розоватого по Np . Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. $\angle 2V = (-) 66-78^\circ$, редко до $+85^\circ$, $\angle cNg$ — от 10 до 17° (методом Д. С. Коржинского). В иммерсии измерен интервал ($\pm 0,002$) $Ng = 1,676-1,692$; $Np = 1,660-1,672$. Судя по оптическим свойствам, в составе роговой обманки может содержаться 32—62% железистого компонента (см. рис. 8). В случае проявления в зернах зонального строения видно, что в центре окраска буровато-зеленая или бурая, а в широких периферических каймах — зеленая до синевато-зеленой по самому краю ($\angle 2V = -80^\circ$).

Изредка по бурой роговой обманке развиваются чешуйки бурого биотита. Выделения рудных минералов представлены сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит) и магнетитом. Размер их резко колеблется, но в среднем они имеют 0,1—5 мм до 1 см в диаметре. Форма неправильная, с «затеками» между кристаллами пироксенов и плагиоклаза. Наблюдаются случаи, когда в центре изометричных крупных (до 1 см в диаметре) вкрапленников сульфидов располагаются корродированные крупные (до 2 мм в диаметре) выделения магнетита (табл. X, 2), причем видно, что сульфиды проникают внутрь зерна магнетита. Среди выделений сульфидов кое-где наблюдаются и зерна апатита, в том числе типа метакристов (до 0,3—0,6 мм в диаметре). Интересно, что в этих случаях выделения сульфидов были представлены пирротинном, но по их периферии и в местах соприкосновения с включенными кристаллами магнетита и апатита в отраженном свете наблюдались узкие каймы халькопирита. В контактах сульфидных вкрапленников с зернами клинопироксена отмечено проникновение сульфидов внутрь пироксена вдоль спайности. Сульфиды явно корродируют зерна пироксенов и кое-где даже обособленно появляются внутри пироксена, давая характерные структуры замещения силикатов сульфидами (табл. IX, 1 и X, 3). Замещение пироксенов чешуйками (0,2—1 мм в диаметре) биотита в такситовых габбро-долеритах наблюдается редко, чаще совершенно отсутствует. В шлифах можно видеть, что зерна хромита (0,01—0,1 мм в диаметре) неравномерно распределяются в породе в виде кучных скоплений.

В отдельных участках такситовых габбро-долеритов (особенно часто в оливниновой разновидности) появляются выделения бурого **граната** (0,01—0,3 мм в диаметре). Изредка наблюдаются оторочки бесцветного граната вокруг кристаллов плагиоклаза со стороны интерстиций, выпол-

Результаты измерений состава плагиноклаза в такситовых габбро-долеритах

Координаты двойниковой оси (В) или нормали к двойниковому шву (Д)			Символ	Состав в % Ан комп. по обычной диаграмме	Состав по рентгоспектр. диаграмме	Примечание
<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>				
1	2	3	4	5	6	7
67	31	70,5	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	83	70	Широкая, слабозональная таблица
67,5	34	65,5	»	75	63	Шл. 670/26 СВ. Центр, край
36,5	65	65	$B \perp (010)$	73	68	Широкая зональная таблица. Центр
26	65	83	»	47	41	Широкая промежуточная зона
19	71	87	»	38	30	Узкий край в контакте с сульфидами. Шл. 556/274/СВ
$\lambda 4$	$\varphi 26$	—	$D \perp (010)$	44	40	Широкий край мелкой лейсты в контакте с сульфидами
55	83,5	36	$B [001]$	80	67	Резко зональная таблица. Центр
67,5	51,5	47	$B [001]$	48	45	Край в контакте с сульфидами. С.-в. ветвь
43	57	66	$B \perp (010)$	78	64	Крупное зерно зонального плагиноклаза
35	53	75	»	59	53	Центр с хадакрисом Ол. Край. Шл. 210/441/ЮЗ
55	87,5	35,5	$B [001]$	85	72	Еще зерно с хадакрисом Ол в центре.
56	71,5	40	»	64	58	Центр, край. ЮЗ
64	44	57	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	60	56	То же
72,5	59	36,5	»	43	41	Шл. 210/441/ЮЗ
50	58	56	$B \perp (010)$	92	100	Центр зональной таблицы. Шл. 218/202/ЮЗ
42	60	64	$B \perp (010)$	80	68	Вытянутая зональная таблица (1,5×0,3) мм
37,5	64,5	65	»	73	65	Центр, широкий край, узкий край.
25,5	69,5	75	»	53	51	Шл. 458/441/СЗ
57	40	70	$\frac{B \perp [100]}{(010)}$	54	49	Широкая таблица (1,5×0,8) мм
73	18,5	82,5	»	36		Центр, край. Шл. 465/441/СЗ
31	62	77,5	$B \perp (010)$	54	49	Прямоугольная зональная таблица
5	86,5	87,5	»	25		Центр, узкий край. СЗ
58	67	41	$B [001]$	59	55	Хадакрис в КлП. Шл. 475/411/СЗ
37	68	62	$B \perp (010)$	78	65	Широкий таблитчатый хадакрис в КлП

1	2	3	4	5	6	7
67	32	69	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	83	69	Зональный хадакрит в КЛП
76,5	34,5	59,5	»	62	58	Центр, широкий край. Шл 475/411/СЗ
78	18	75,5	$\frac{B \perp [001]}{(001)}$	80	75	Крупный табличный хадакрит (2,5 × ×1,0) мм, шл. 475/411/СЗ
59,5	49,5	55	$\frac{B \perp [100]}{(010)}$	64	57	Мелкая (0,5 × 0,08) мм лейста хадакрита в КЛП. Шл. 501/411/СЗ
33,5	68,5	65	$B \perp (010)$	70	62	Таблитчатый зональный кристалл
25,5	70	75	$B \perp (010)$	53	51	Центр, промежуточная зона. Край
20	70,5	86	$B \perp (010)$	40	30	Шл. 501/411/СЗ
74	27,5	68	$B[001]$	10		Псевдоморфоза альбита по вытянутой таблице. $\angle 2V = +88$. Шл. 683,5/311/СЗ
71	19	87	$B[001]$	0		Квадратное таблитчатое сечение (0,8 мм в диаметре). $\angle 2V = -87^\circ$. Шл. 683,5/311/СВ
75	15	87	$B[001]$	0		Псевдоморфоза альбита по таблице (0,4 мм в диаметре) плагиоклаза. Шл. 688,5/311/СЗ
15,5	76	84	$B \perp (010)$	0		Альбитизированный кристалл плагиоклаза (1,8 × 0,8) мм СЗ
84,5	89	55	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	0		То же. Шл. 688/311/СЗ
73	17,5	86	$B[001]$	1		Лейста (0,2 × 1,0) мм плагиоклаза, замещенная буроватым альбитом. Шл. 827/134/СЗ
84,5	82,5	9	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	4		Широкая таблица (0,5 мм в диаметре). Шл. 827/134/СЗ
			Состав, % Ан (Винчелл, 1949) Центр, край			Интервал показателей преломления (±0,002) в зональных кристаллах по ветвям интрузива.
—	—	—	64—78 70—82 67—80 64—32 70—32 67—32	С.-в. ветвь		$N_g = 1,575 - 1,570$ $N_p = 1,568 - 1,564$ $N_g = 1,570 - 1,553$ $N_p = 1,564 - 1,546$
—	—	—	87—79 83—73 85—76 55—50 77—49 51—50	Ю.-з. ветвь		$N_g = 1,580 - 1,576$ $N_p = 1,569 - 1,565$ $N_g = 1,564 - 1,565$ $N_p = 1,553 - 1,554$

1	2	3	4	5	6	7
—	—	—	66—90 60—90 <u>63—90</u>	С.-з. ветвь		$N_g=1,570-1,582$ $N_p=1,560-1,572$
		45—55 45—52 <u>45—53</u>				$N_g=1,560-1,564$ $N_p=1,552-1,556$

ненных серпентин-хлоритовым минералом (судя по $N=1,710$, это скорее всего гидрогроссуляр). Чаще всего зерна граната наблюдались вдоль спайности в зернах роговой обманки (табл. X, 4), биотита и плагиоклаза (табл. XI, 1). Многочисленные изометричные зерна граната (средний размер 0,03 мм в диаметре) наблюдаются иногда среди выделений сульфидов (табл. XI, 2). В других местах гранат (зерна 0,01—0,1 мм в диаметре) совместно с вкрапленностью сульфидов располагается среди мелкочешуйчатого хлорита. Изредка зерна граната присутствуют и среди клинопироксена (табл. XI, 3). Судя по показателям преломления (Винчелл, 1949); состав граната здесь изменяется от чистого гроссуляра через 35—40% Андр до 70—90% Андр, причем наиболее железистый гранат отмечен среди сульфидов и магнетита.

Редкие чешуйки бурого биотита ($N_g=(1,636-1,642) \pm 0,002$) спорадически наблюдаются, но, вообще, для основных пегматоидов он не характерен.

Из поздних минералов широко развит пренит, часто слагающий псевдоморфозы по кристаллам плагиоклаза (иногда с избирательным замещением центральных частей зональных зерен) либо бесформенные участки по лейкократовым обособлениям такситовых габбро-долеритов. В последнем случае в шлифах пренит представлен микрогранобластовым или лучистым агрегатом зерен (в зависимости от сечения сферокристаллов пренита). Угол $2V$ пренита равен (+)69—70°, реже до +64°. Показатели преломления ($\pm 0,002$): $N_g=1,640$; $N_m=1,622$; $N_p=1,614$. Судя по оптическим свойствам (Золотухин и др., 1967), пренит здесь представлен безжелезистой разновидностью.

Часто развивается также альбит ($\angle 2V=+88$; -87° ; $N_g=1,536-1,538$; $N_p=1,526-1,528$), совместно с пренитом, а иногда и без него, образующий в отдельных участках псевдоморфозы по плагиоклазам (см. табл. 16). Значительно развиты по оливину минералы серпентин-хлоритового ряда (удлинение +; $N_g=1,573-1,595$; $N_p=1,559-1,580$), а также зеленоватый слюдястый минерал идингсит-боулингитового типа ($N_m=1,630$). Последний может иметь интенсивный плеохроизм (по N_g от светло-зеленого до травяно-зеленого, по N_m — оливково-зеленый, по N_p — бесцветный до ярко-желтого) со схемой абсорбции $N_g > N_m > N_p$, высокое двупреломление, прямое (или почти прямое $-7-8^\circ$) погасание, удлинение +, $\angle 2V$ равен ($-$) 68—70°. Из псевдоморфоз по идиоморфным зернам оливина измерены координаты двух систем спайности: $сп_1-N_g 88^\circ$, $N_m 73^\circ$, $N_p 17^\circ$, $сп_2-N_g 90^\circ$, $N_m 3^\circ$, $N_p 87^\circ$. Угол спайности колеблется в пределах 80—90.

В угловатых промежутках между кристаллами плагиоклаза часто наблюдаются мелкие гнезда светло-зеленого хлорита (иногда сферокристы), лучистого сине-зеленого амфибола, одиночные зерна плеохроирующего в желтых и ярких синевато-зеленых тонах пумпеллита.

По псевдоморфозам серпентин-хлорита кое-где развиваются каемки мелкочешуйчатого талька, иногда замещающие их целиком. В такситовых габбро-долеритах троктолитового типа, как и в пикритовых габбро-долеритах основной расслоенной серии интрузии, минералы могут быть

иссечены системой субпараллельных микротрещин, вдоль которых в плагиоклазе развивается пренит, а в оливине — серпентин, причем нередко эта система совпадает по направлению с ограничениями прожилковидных мелкозернистых участков породы.

Большой интерес представляют мелкие (в среднем по несколько миллиметров, реже — несколько сантиметров в диаметре) реликты (типа псевдоксенолитов) пикритовых габбро-долеритов, замещаемых такситовыми габбро-долеритами. Представлены они пикритовыми роговиками с микрогранобластовой структурой, в которых изометричные зерна плагиоклаза (0,08—0,3 мм в диаметре) могут иметь зональное строение и полисинтетические двойники и в которых встречаются зерна оливина размером 0,03—0,07 мм в диаметре. Иногда наблюдаются шлиры эллипсоидной формы, состоящие на 90% из гранул такого оливина, причем в интерстициях располагаются магнетит и зерна хлорита (табл. XI, 4). Ближе к периферии таких шлиров в интерстициях появляется плагиоклаз, а количество рудных минералов значительно уменьшается. Краевые каймы шлиров имеют наиболее крупные зерна оливина (до 0,1—0,3 мм в диаметре). В центральной части шлиров настолько много магнетита, что это уже рудный оливинит с сидеронитовой структурой. Мельчайшие включения рудных минералов имеются и в самих зернах оливина. Шлиры, по-видимому, представляют собой переработанные реликты пикритовых габбро-долеритов, причем сохранившаяся от расплавления твердая распавшаяся на гранулы оливиновая фаза была сбита в вторичном расплаве в отдельные стутски, наследующие материал и формы реликта. По-видимому, за счет такого локального обогащения одних мест произошло локальное обеднение оливином других мест расплава с последующим возникновением лейкократовых участков (размером 3—5 мм и более в диаметре), обогащенных плагиоклазом (в том числе крупнотаблитчатым), где могут присутствовать одиночные крупные кристаллы клинопироксена. Подробнее об этом речь пойдет несколько далее.

В оливиновых такситовых габбро-долеритах структура пойкилофитовая до гипидиоморфнозернистой. Текстура атакситовая. Оливин представлен редкими пойкилокристами (0,5—1 мм в диаметре), большей частью уже замещенными идингсит-булингитовым либо серпентин-хлоритовым минералом. Последний чаще развивается по пироксену, представленному пойкилокристами клино- и ортопироксена (2—3 мм в диаметре), нередко с периферии замещенными буровато-зеленой роговой обманкой (0,5—0,6 мм в диаметре) и реже чешуйками бурого и оранжевого биотита, особенно в местах соприкосновения с угловатыми и дендритовидными выделениями сульфидов (средний размер 0,01—1,5 мм до нескольких миллиметров в диаметре).

Плагиоклаз представлен неравномерно распределенными зональными таблицами и лейстами различного размера (0,5×3 до 0,1×0,8 мм), слагающими кое-где целые лейкократовые микроучастки до 5 мм в диаметре, состоящие целиком из плагиоклаза с гипидиоморфнозернистой структурой реже микрогранобластовой. Плагиоклаз бывает очень часто пренитизирован и слагает в среднем около 60% общего объема породы. Неравномерность в распределении плагиоклаза в породе создает в основном атакситовость текстуры, реже атакситовость зависит здесь от проявления гранулированных форм оливина (мелкая россыпь зернышек 0,01—0,15 мм в диаметре) в небольших участках с микрогранобластовой структурой. В мелкозернистых участках кое-где заметно начало сборной перекристаллизации и формирование мелких (0,3—0,5 мм в диаметре) пойкилокристов оливина (табл. XII, 1). Иногда, как уже отмечалось, совместно с сульфидами (пирротит-пентландит-халькопиритового состава), роговой обманкой и биотитом появляются зерна (средний размер 0,01—0,03 мм в диаметре) буроватого граната. Чаще они располагаются по периферии гнезд зеленого серпентин-хлоритового минерала, слагая каймы на зернах

плаггиоклаза. Изредка можно видеть, что, как и в шикритовых габбро-долеритах, сигаровидные вроски зерен граната располагаются вдоль спайности чешуек биотита (табл. XII, 2) и зерен роговой обманки, причем при замещении их хлоритом зерна граната могут сохраняться, создавая впечатление одновременности выделения граната и хлорит-серпентинового минерала.

Очень часто псевдоморфозы по зернам оливина не сохраняются (либо оливин совершенно отсутствует), и порода постепенно переходит в безоливиновую или оливинсодержащую лейкократовую разновидность такситового габбро-долерита. Зерна клинопироксена могут частично замещаться зеленой роговой обманкой, зеленым серпентин-хлоритовым минералом, плаггиоклаз — пренитом, хлоритом и пиритом. Кое-где у зерен клинопироксена отмечается периферическая зональность и блоковое строение. При возрастании общей величины зерна и некотором сглаживании контрастности размеров зерен в различных участках подобной породы она постепенно переходит в атакситовое габбро со структурой, изменяющейся от пойкилоофитовой до габбровой. Зональные кристаллы плаггиоклаза слагают около 60—55% объема породы; размер их таблитчатых сечений находится в интервале 0,5—1,5 мм в длину. Пойкилоокристы и изометричные зерна клинопироксена имеют средние размеры 1—3 мм в диаметре, иногда зональное строение. Зерна ортопироксена имеют отчетливый гиперстеновый плеохроизм. По пироксенам могут развиваться последовательно бурая и зеленая роговые обманки, а также зеленый серпентин-хлоритовый минерал.

Выделения магнетита и сульфидов (пирротин, халькопирит) имеют неправильную как угловатую, так и изометричную форму со средним размером 0,5—2 мм до 1 см в диаметре и иногда образуют участки с сидеронитовой структурой. В аналогичной разновидности породы из интрузии Норильск-I (табл. XII, 3) можно видеть ярко выраженное последовательное замещение пироксенов магнетитом и сульфидами. Свойства пироксенов и плаггиоклаза в этой последовательной серии пород попадают в общий для такситовых габбро-долеритов интервал, представленный на рис. 14, 8 и табл. 16, и мы на них отдельно не останавливаемся. Охарактеризованные выше разновидности атакситовых пегматоидов могут слагать как небольшие участки типа шпиров с постепенными переходами от одной разновидности к другой на небольшом расстоянии, так и индивидуализированные тела, причем по мере удаления в разрезе от шикритового горизонта основной расслоенной серии интрузии такситовые габбро-долериты шикритового и троктолитового типа сменяются оливиновыми, безоливиновыми такситовыми габбро-долеритами и атакситовыми габбро. Это особенно хорошо заметно при сопоставлении нижних и верхних атакситовых пегматоидов.

Своеобразной разновидностью атакситовых пегматоидов, обогащенной в разной степени переработанными обломками (от роговиков до «теневых ксенолитов») вмещающих интрузивных пород, является достаточно подробно описанная В. В. Рябовым (1969₁) магматическая брекчия, постепенно переходящая в обычные такситовые габбро-долериты и далее в лейкократовые габбро (наблюдалась в С.-з. и Хараелахской ветвях). Сопоставление минералого-петрографических особенностей такситовых габбро-долеритов по ветвям интрузива приводится на сводной табл. 17. Химический состав атакситовых пегматоидов показан в табл. 33 и на рис. 15.

Как можно видеть на рис. 15*, группа такситовых габбро-долеритов

* Отсутствие на рис. 15 крайних магнезиальных такситовых аналогов шикритовым габбро-долеритам (см. рис. 10) обусловлено не столько редкостью их или полным отсутствием, сколько неудачным подбором анализов в связи с отнесением в литературе наиболее магнезиальной их части только к шикритовым габбро-долеритам. Это же замечание справедливо и в отношении таллахитов (троктолитов).

Такситовые габбро-долериты

Характеристика	Юго-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О.
Форма зерна	1) изометричная, гранулы; 2) идиоморфная; 3) пойкилокристы	Пойкилокристы до идиоморфной	Пойкилокристы	Широко- и узкоплабчатая	Чешуйки и метакристы
Размер, мм	1) 0,05—0,3; 2) 0,5—0,6; 3) 1,5—1,0 в диаметре	До 5 в диаметре	До 2 в диаметре	3×0,5 и 0,16×0,05	0,2—1 в диаметре
Количество, %	10—30, до ед. зерен	20—35		30—55	Ед. зерна, до 1—2
$\angle cNg^\circ$		44—45			15,5
$\angle 2V^\circ$	(+)84—(—)84 до (—)78—74	+43; 54	—55; 67—72 79—80		—70
$Ng(\pm 0,002)$	1) 1,721; 2) 1,731; 3) 1,729	1,712—1,704	1,699	1,576—1,580—центр; 1,564—1,565—край	1,672
$Np(\pm 0,002)$	1) 1,679; 2) 1,692 3) 1,693	1,683—1,692	1,689	1,569—1,565—центр; 1,553—1,554—край	1,560
Железистость, %	1) 24 2) 29—30; 3) 29—30	31—39	26—27		32
Состав мол. %	1) 24 Фа, 76 Фо; 2) 30 Фа, 70 Фо, 3) 30 Фа, 70 Фо	32—24 КлЭн 35—37 Ди 31—39 Гед	26 Фс 74 Эн	(93—78)— (70/55) (50—43)% Ан (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Серпентин, идингсит-булингит	Роговая обманка, хлорит		Пренит, альбит	Хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая, офитовая, гипидиоморфнозернистая до габбровой, иногда микрогранобластовая. Резко атакситовая. Сульфиды, магнетит (титаномagnetит)				

(сопоставительная таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О.
1) изометричная, граулы; 2) идиоморфная; 3) пойкило-кристы	Пойкилокристы до идиоморфных кристаллов	Пойкило-кристы	Таблицы и лейсты	Чешуйки и метакристы
1) 0,016—0,3; 2) около 0,5; 3) 0,5—2 в диаметре	Чаще до 3—5 в диаметре	До 2 в диаметре		До 1 в диаметре
10—30, до ед. зерен	20—27		40—50	Ед. зерна, до 1—2
	40; 43; 44,5—45,5			14,5—17
(+)84—(—)87° и (—)81—79	(+)42—54, реже 57—68	(—)58—63; 67—74		—66 и 78, до 85
1) 1,735—1,740; 2) 1,740—1,731; 3) 1,740—1,731	1,711—1,705, реже до 1,698	1,702—1,698	1,575—1,570—центр; 1,570—1,553—край	1,676
1) 1,696—1,705; 2) 1,705—1,695; 3) 1,705—1,695	1,692—1,683, реже до 1,680	1,692—1,687	1,568—1,564—центр; 1,564—1,546—край	1,660
1) 35—30 2) 35—28; 3) 35—28	21—39	26—30		42
1) 35—30 Фа, 65—70 Фо; 2) 35—28 Фа, 65—72 Фо; 3) 35—28 Фа, 65—72 Фо	35—25 КлЭн 44—36 Ди 21—39 Гед	26—30 Фс 74—70 Эн	(100—70)— (65—35)— (30—25) Ан (фед. мет.)	
Серпентин, иддингсит-боулиннит	Роговая обманка, хлорит		Прениит, альбит	Хлорит

Пойкилофитовая до офитовой, гипидиоморфнозернистая до габбровой, иногда микрогранобластовая. Резко атакситовая. Сульфиды, магнетит (титаномагнетит)

Характеристика	Северо-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О.
Форма зерна	1) пойкило-кristы; 2) гранулы; 3) идиоморфные кристаллы	Пойкило-кristы и изометрические зерна		Таблицы и лейсты	Чешуйки и метакристы
Размер, мм	1) 1,5—2, 2) 0,08—0,3; 3) 0,5—1,5 в диаметре	1,5—3, до 0,1—0,8 в диаметре		(0,1—1,5) × ×(0,5—3)	0,5—0,6 в диаметре
Количество, %	10—20, до 0	20—35		45—55	Ед. зерна до 1—2
$\angle cNg^0$		41,5—42 и 44,5—46			15,5 10—14
$\angle 2V^0$	(+)89—(—)86, до —82	(+)44—68, чаще 46—60	(—)55; 60; 64—65; 74		(—)70—73, до —80
$N_g (\pm 0,002)$	—	1,706—1,712	1,700	1,570—1,582 центр; 1,570—1,564, до 1,537— край	1,692—1,670 зеленая; 1,648— бурая
$N_p (\pm 0,002)$	1) 1,698—1,700; 2) 1,700—1,702; 3) 1,692—1,703	1,682—1,692	1,690	1,560—1,572— центр; 1,552—1,556, до 1,527— край	1,574—1,650 зеленая; 1,620— бурая
Железистость, %	1) 33—34; 2) 34—36; 3) 30—36	26—39	28		60—32— зеленая
Состав, %	1) 33—34 Фа, 67—66 Фо; 2) 34—36 Фа, 66—64 Фо; 3) 30—36 Фа, 70—64 Фо	32—18 КлЭн 42—43Ди 26—39 Гед	28 Фс 72 Эн	(86—70)—(65— 50)—(45—35)— 25 Ан (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Серпентин, идидингсит-булингитовый минерал	Роговая обманка, хлорит	Пренит, альбит		Хлорит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая, офитовая, гипидиоморфнозернистая до габбровой и микрогранобластовой. Атакситовая. Магнетит (титаномагнетит), сульфиды				

Хараелахская ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О.
1) пойкило- кристы; 2) гранулы; 3) идиоморфные кристаллы	Пойкилокристы, изомет- ричные зерна, гранулы, каймы облекания		Таблицы, лейсты, призмы	Чешуйки, метакристы, каймы замещения
1) 1—2 до 5; 2) 0,05—0,5; 3) 0,3—1,5	1—3 в диаметре, до 0,05—0,5		(0,03×0,1)— (0,5×1,3) (0,3—1,5)× ×(1—4)	0,2—0,5, до 1 по удлинению
10—20, до 0	20—35		30—55	Ед. зерна, до 1—2
—	40—47		—	14—15
(+)86—(—)82, до —76	(+)48—58, реже 40	(—)68,72, 76—78, 84, 88	—	(—) 70; 74
1) 1,721—1,730; 2) 1,702—1,718	1,705—1,718	1,697—1,700	1,580; 1,573— 1,566; 1,538	1,676—1,670— зеленая 1,700—бурая
1) 1,684—1,692; 2) 1,668—1,687	1,681—1,693	1,681—1,688	1,572; 1,565— 1,557; 1,529	1,655—1,650— зеленая; 1,680—бурая
1) 27—31; 2) 17—26	19—48	23—26	—	32—39—зеле- ная 45— бурая
1) (27—31) Фа, (73—69) Фо; 2) (17—26) Фа, (83—74) Фо	(31—19) КлЭн (50—33) Ди (19—48) Гед	(23—26) Фс (77—74) Эн	88→(80—76)→ →(64—56)→ →46 Ан центр→край (фед. мет.)	
Серпентин, ид- дингсит боу- лингитовый минерал	Роговая обманка, хлорит		Пренит, альбит	Хлорит

Пойкилоофитовая, офиговая, пегматитовая, габбровая, микрогранобластовая.
Атакситовая. Магнетит, титаномгнетит, сульфиды

некоторое возрастание Ort компонента в плагиоклазе с возрастанием Ab и снижением An (диаграмма $(Ab—An—Ort)$, что особенно заметно для Хараелахской ветви интрузива. Как можно видеть на диаграмме $f'—c'—m'$, в группе атакситовых пород наблюдаются вариации с возрастанием характеристик как f' , так и c' . Интересно отметить наибольшие коэффициенты F и ϕ для такситовых пород С.-в. ветви по сравнению с аналогичными породами остальных ветвей интрузива.

Диаграммы для такситовых габбро-долеритов в целом аналогичны таковым для пород расслоенной серии и повторяют уже отмеченные закономерности, наиболее важной из которых является падение содержания нормативного рудного минерала при возрастании Ol и падении содержания пироксенов, что явно противоречит ликвационным представлениям, согласно которым между содержаниями нормативных Ol и P можно было ожидать прямую зависимость, а не обратную.

2. Равномернозернистые пегматоиды

Талнахиты (троктолиты) и оливиновые габбро*

Макроскопически представляют собой относительно крупнозернистые темно-серые породы с равномернозернистой структурой и массивной текстурой. В несколько измененном состоянии на поверхности образцов является своеобразный пестрый узор (табл. XII, 4). Характерна, как и для такситовых габбро-долеритов, большая насыщенность рудными минералами в виде изометричных и интерстиционных выделений.

Под микроскопом можно видеть, что структура пород пойкилоофитовая до габбровой, грубозернистая. Основные минералы — оливин, плагиоклаз, орто- и клинопироксен. Количество оливина колеблется от 5—10% в оливиновых габбро до 10—40% в талнахитах (троктолитах). Переходы между этими разновидностями постепенные, и поэтому описание для них приводится общее.

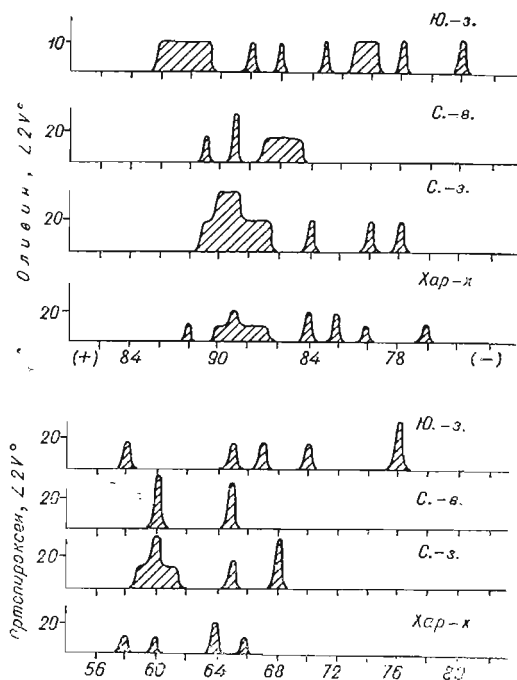
Оливин представлен чаще явными ойкокритами с многочисленными хадакритами плагиоклаза, реже изометричными, но не идиоморфными зернами. Размер их в среднем 0,5—2 мм в диаметре. Изредка наблюдаются оливинитовые участки (до 3 мм в диаметре), с гранобластовой структурой, с размером зерен 0,1—1,5 мм в диаметре, придающие текстуре породы элемент атакситовости. Иногда также наблюдаются мелкие «гранулы» оливина (0,08—0,3 мм в диаметре) включенные в ойкокрсты клинопироксена (табл. XIII, 1) и еще реже «гранулы» оливина в офитовых соотношениях с мелкими лейстами плагиоклаза в мелкозернистых участках (иногда с гранобластовой структурой). Эти мелкозернистые участки, столь характерные для такситовых габбро-долеритов, в талнахитах и оливиновых габбро имеют незначительное развитие и чаще отсутствуют вообще. Часто пойкилокрсты оливина сами бывают включены в качестве хадакритов в ойкокрсты клинопироксена (табл. XIII, 2). По многочисленным измерениям $\angle 2V$ равны $(+)$ 86— $(-)$ 74° с наиболее часто встречающимися значениями $(+)$ 86— $(-)$ 80°, что практически повторяет полученные интервалы для такситовых габбро-долеритов (см. рис. 16 и 8). Показатели преломления: $N_g=1,714—1,742$ до 1,755; $N_p=1,679—1,703$ до 1,722. Судя по оптическим свойствам (см. рис. 8), в составе оливина находится от 22—35 до 44% Фа. В зернах оливина наблюдаются многочисленные мелкие (0,005—0,01 мм в диаметре) газовые и расплавные включения.

* Термин ранее предложен М. Н. Годлевским и употребляется в статье, посвященной специально этим породам (Золотухин, Рябов, 1970). Не путать с названием «талнахит» в применении к природной кубической разновидности халькопирита, впервые обнаруженной на Талнахе (Будько, Кулагов, 1963).

Клинопироксен представлен пойкилокристами 1,5—3 мм в диаметре. Довольно часто наблюдается зональное строение (табл. XIII, 3). В центральных частях зерен $\angle 2V$ составляет интервал (+)42—53°; $N_g=1,706-1,720$; $N_p=1,682-1,700$; железистость 26—35 мол. % (см. рис. 8). В краевых буровато-зеленых каймах в контакте с выделениями и прожилками сульфидов $\angle 2V=58-59^\circ$ до $+65^\circ$. В пределах краевых каем клинопироксен может включать в себя мелкую вкрапленность сульфидов (табл. XIII, 4) и иметь блоковое строение. Среди гранулированных пойкилокристов зеленого клинопироксена (величина гранул 0,08—0,16 мм в диаметре) могут располагаться и довольно крупные (до 1,5 мм в длину) выделения сульфидов. Интересно, что в мелких зернах здесь также наблюдается зональность, а также интенсивная дисперсия, как и в зеленых краевых частях пойкилокристов, что вместе с $\angle 2V$ уверенно позволяет отличать метасоматический от первичного пироксена, даже когда он бесцветный. Мелкозернистые мозаичные пироксенитовые микроучастки четко проявляются в локальной связи с крупными (до 1 мм в диаметре) выделениями и прожилками сульфидов и магнетита. Зеленый пироксен заметно плеохроитует от зеленого по N_g до зеленовато-желтого по N_p . Показатели преломления (иммерсия $\pm 0,002$): $N_g=1,746-1,718$; $N_p=1,720-1,696$. По диаграмме для зеленых ферриавгитов (Свешникова, Шабынин, 1961) устанавливается, что в его составе находится 30—65% железистого компонента.

Ортопироксен образует как самостоятельные ойкокристы размером 1,5—3 мм в диаметре, так и узкие оторочки вокруг пойкилокристов оливина, причем кое-где вокруг ортопироксена наблюдаются каймы клинопироксена с четкими структурами замещения (табл. XIV, 1). Количество ортопироксена непостоянно (от единичных зерен до преобладания над клинопироксеном). В сумме пироксены составляют не менее 25—30% общего объема породы. $\angle 2V$ меняется от -58 до -76° с наиболее часто встречающимися значениями $-60, 65, 68^\circ$. Показатели преломления дают интервал $N_g=1,687-1,725$; $N_p=1,677-1,711$, что отвечает содержанию 18—44% железистого компонента (см. рис. 8).

Плагиоклаз в основном представлен хадакристами и самостоятельными широкими таблицами со средними размерами $(1-1,5) \times (0,5-0,8)$ мм, до 2 мм в диаметре. Довольно часто наблюдаются мелкие лейкократовые участки, где плагиоклаз гицидиоморфнозернистый. Гораздо реже встречаются мелкотаблитчатые формы плагиоклаза (0,1—0,3 мм в диаметре), обычно приуроченные к участкам с мелким «гранулированным» оливином. В плагиоклазе наблюдается четкое зональное строение (до 5—6 зон). Измерение состава в них федоровским методом дает такую (табл. 18) последовательность зон (центр \rightarrow край): (96—88) — (82—80) — (76—68) — (65—55) — (50—40)% Ан, причем каждый член этого ряда может слагать не только отдельные зоны, но и самостоятельные таблицы, в том числе зо-



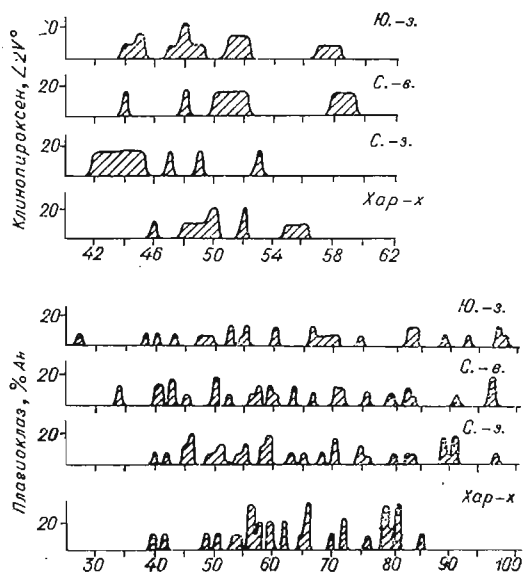


Рис. 16. Вариационные диаграммы углов $2V$ темнокрасных минералов и состава плагиоклаза в талнахитах (троктолитах) по ветвям интрузива (в процентах от общего числа замеров — вертикальная ось.)

ся полисинтетические двойники по альбитовому, альбит-карлсбадскому и карлсбадскому законам (в порядке распространенности). Части квадратные и прямоугольные сечения кристаллов с двумя взаимоперпендикулярными системами двойниковых швов.

Выделения сульфидов (пирротин, халькопирит, пентландит) и магнетита имеют размер $0,3-1$ мм, реже до нескольких миллиметров в диаметре. К выделениям рудных минералов и вторичного зеленого клинопироксена приурочены зерна ($0,05-0,15$ мм в диаметре) сфена, ярко плеохроирующего в красных тонах. Здесь же среди сульфидов присутствуют многочисленные зерна розового, бурого до мясокрасного изотропного граната ($0,08-0,2$ мм в диаметре). Интересно, что эти зерна кое-где имеют бесцветные краевые части. Измерение показателя преломления в высокопреломляющих жидкостях дало $N=1,786$, что указывает на присутствие в его составе около 30% андрадитового компонента (Винчелл, 1949). Наблюдаются и отдельные зерна бесцветного анизотропного граната, изредка корродированные хлоритом (шл. 519/441). Зерна бурого граната могут находиться в тесной ассоциации с микроучастками зеленого клинопироксена, имеющего микрогранобластовую структуру, и с сульфидами, замещающими его (табл. XIV, 3). Местами вдоль апофиз от шпиров, сложенных сульфидами и магнетитом, наблюдаются сплошные периферические каймы розового граната (табл. XIV, 4). К этим же апофизам тяготеют и упомянутые микрогранобластовые агрегаты вторичного клинопироксена, явно замещаемого сульфидами.

При рассмотрении мелких рудных шпиров, имеющихся в породе, иногда можно видеть, что выделения магнетита в основном тяготеют к контакту с силикатной частью породы, а далее к центру шпиров постепенно за счет изменения их соотношения сменяются сульфидами. Среди магнетита, а также среди сульфидов могут располагаться крупные выделения ($0,3-1$ мм в диаметре) резко плеохроирующего сфена (по N_g — розовый, по N_p — бесцветный), зерна розового граната и апатита ($0,1-0,3$ до 1 мм в длину). Среди кристаллов магнетита встречаются округлые каплевидные включения сульфидов. Судя по обилию зерен сфена, здесь первоначально выделяется не магнетит, а титаномангнетит,

нальные, с расположением в их центральных частях.

Общий интервал составов очень растянут от № 34 до 98 с наиболее часто встречающимися следующими генерациями (см. рис. 16): №№ 96—97, 90—87, 82—83, 70—74; 66; 59—55; 45—40. В контакте с сульфидами у таблитчатого плагиоклаза образуются ярко выраженные каймы, иногда неправильной формы с затеками и повторением границ с соприкасающимися сульфидами (см., табл. X, 1 и XIV, 2). Эти наложенные на первичный плагиоклаз метасоматические каймы — новообразования в контакте с сульфидами — дали интервал составов № 60—25, причем чаще всего наблюдаются значения 45—35, реже до 62 и 25 (см. табл. 18). В табличках плагиоклаза повсеместно наблюдаются

Результаты измерения состава плагиоклаза талнахитов (троктолитов)

Координаты двойниковой оси (В) или нормали к двойниковому шву (Д)			Состав. % An			Примечания
Ng	Nm	Np	Символ	по обычной диаграмме	по высокотемпературной диаграмме	
1	2	3	4	5	6	7
68,5	28	72,5	$B_{\perp}[001]$ (010)	89	75	Таблитчатый зональный кристалл. Центр, широкий край. Шл. 439/411/СЗ
74	24	73	»	80—81	70	
35	66	66	$B_{\perp}(010)$	70—71	62	Крупный таблитчатый хадакрис в КлП. Центр, край. Шл. 513/441/СЗ
35	60	74	$B_{\perp}(010)$	59	54	
44,5	60	60,5	$B_{\perp}(010)$	88	75	Крупная зональная таблица. Центр, широкий край, узкий край. Шл. 513/441/СЗ
35	65	67,5	»	70	60	
28	65	79	»	51	47	
55	88	35	$B[001]$	89	82(78)	Хадакрис плагиоклаза в оливине
76	39	54	$B_{\perp}[001]$ (010)	58	53	Зональная таблица среди сульфидов. Центр, широкий край, узкий край в контакте с сульфидами. Шл. 509/441/СЗ
75	54	40	»	46	43	
77	54	39	»	45	42	
55,5	87,5	34,5	$B[001]$	92	83	Зональная вытянутая таблица среди сульфидов. Центр, широкий край, узкий край в контакте с сульфидами
64,5	66,5	36	»	58—59	54	
69	54	44	»	49—50	47	
44	63	58,5	$B_{\perp}(010)$	88	83	Крупный зональный кристалл I центр, II промежуточная зона, III то же IV » V » VI узкий край в контакте с сульфидами. Шл. 509/441/СЗ
41,5	64	60,5	»	82	72	
36,5	67	63,5	»	76	67	
33	67,5	67,5	»	68	60	
30	62	80	»	51	48	
30	61	82	»	49	44	
λ16	—	φ15	$D_{\perp}(010)$	50	48	Мелкий таблитчатый хадакрис в оливине с двумя системами двойников. Шл. 207/202/ЮЗ
—	λ30	φ25	$D_{\perp}(001)$	52)51	48	
34	64,5	69	$B_{\perp}(010)$	66	58	Широкая краевая зона (центр замещен). Шл. 207/202/ЮЗ
44,5	56,5	65	$B_{\perp}(010)$	83	67	Прямоугольный таблитчатый хадакрис в КлП. Шл. 192,6/282/ЮЗ
50	57	57	$B_{\perp}(001)$	71	60	Широкая таблица
45,5	59,5	60	$B[010]$	82	72	В центре ойкокриса оливина ($\angle 2V = -74^\circ$) хадакрис плагиоклаза. Шл. 192,6/282/ЮЗ
φ33	λ23	—	$D_{\perp}(001)$	52	48	Вытянутая зональная таблица в контакте с сульфидами.
φ26	λ10	—	»	41	38	Центр, край. Шл. 586/493/СВ

1	2	3	4	5	6	7	
—	φ26	λ45	Д ⊥ (010)	98	100	Зональная таблица. Центр, промежуточная зона, зазубренный край, соприкасающийся с сульфидами	
—	φ18	λ57	»	79	75		
—	φ17	λ66	»	63	62		
—	λ60	φ27	Д ⊥ (001)	82	83,5	65	Мелкая зональная квадратная таблица с двумя системами двойников. Центр, промежуточная зона, край, в контакте с сульфидами. Шл. 586/493/СВ
—	λ45	φ25	Д ⊥ (010)	85			
—	λ48	φ18	Д ⊥ (001)	60	61,5	53	
—	λ50	φ13	Д ⊥ (010)	63			
—	λ24	φ10	Д ⊥ (001)	41	41	38	
—	λ69	φ5	Д ⊥ (010)	41			
λ4	φ12	—	Д ⊥ (010)	34	—	Мелкая вытянутая таблица среди сульфидов. Центр, край	
λ12	φ3	—	»	25			
—	—	—	—	Состав в % Ан комп. (Винчелл, 1949) центр — край 91—77		Интервал показателей преломления по ветвям интрузива ($\pm 0,002$)	
—	—	—	—	70—52		С.-в. ветвь $N_g=1,576-1,581$ } центр $N_p=1,568-1,573$ } $N_g=1,563-1,571$ } край $N_p=1,557-1,556$ }	
—	—	—	—	77—58		Ю.-з. ветвь $N_g=1,576-1,567$ $N_p=1,568-1,558$	
—	—	—	—	95—77	45—38	С.-з. ветвь $N_g=1,576-1,584$ } центр $N_p=1,567-1,574$ } $N_g=1,557-1,560$ } край $N_p=1,548-1,552$ }	

который был преобразован затем в магнетит, замещаемый сульфидами, а малоподвижный TiO_2 связывается в сфен и остается на месте. Создается впечатление, что иногда зерна сфена корродируют клинопироксен. Сульфиды имеют в основном халькопирит-пирротинный состав, причем халькопирит приурочен к интерстициальным промежуткам, а также располагается по сети трещин в пирротине. Интенсивное развитие халькопирита вдоль интерстициальных пор и трещин приводит к сохранению пирротина лишь в виде отдельных островков-реликтов (петельчатая структура руд) либо даже к его полному исчезновению. Изредка в таллахитах в контакте с рудными прожилками отмечаются сплошные оторочки зеленого клинопироксена шириной 0,5—2 мм. В отдельных ее частях преобладает микрогранобластовый агрегат зерен (0,8—0,5 мм в диаметре). Подобные же «гранулы» включены и в сульфиды контактовой части следующей полосы сфен-халькопиритового состава. Примыкающие к этой полосе негранулированные пойкилокристы имеют четкую зону озелененного (либо бесцветного, но отличающегося яркой дисперсией погасания) клинопироксена параллельно контакту (табл. XV, 1).

Материал прожилков до 50% общего объема может быть сложен зернами сфена и до 10—15% зернами апатита. Сфен представлен сигарообразными, реже изометричными сечениями размером 0,15—3 мм в длину. Апатит — бочонковидными, гексагональными (0,08—0,5 мм в диаметре) и призматически вытянутыми сечениями до 1 мм в длину. В кристаллах апатита очень часто присутствуют «капельвидные» включения

Талнахиты (троктолиты) и оливковые габбро

Характеристика	Юго-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Р.О.
Форма зерен	Пойкилокрсты и изометричные зерна	Пойкилокрсты		Таблицы	Чешуйки и метакрсты
Размер, мм	1—3 в диаметре	1—3 в диаметре		(3—4) × (1—2)	0,3—0,5 в диаметре
Количество, %	5—20, до 40	25—35		30—50	До 1
$\angle cNg^\circ$		42,5	—	—	
$\angle 2V^\circ$	(+)85—(-)74	(+)44—52, до 57—58	(-)58—76, чаще 65—70	—	(-)69—72
$Ng(\pm 0,002)$	1,714—1,742	1,712—1,717	1,697	1,576—1,567	1,685
$Np(\pm 0,002)$	1,679—1,703	1,568—1,558	1,683	1,690—1,695	1,662
Железистость, %	22—35	30—32	25		50
Состав, %	22—35 Фа 78—65 Фо	30—25 КлЭн 40—43 Ди 30—32 Гед	25 Фе 75 Эн	Центр → край 97 → (82—83) → → (66—60) → → (55—52) → → (49—37) Ан (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Серпентин, иддингсит-боулингит	Роговая обманка, хлорит, биотит		Пренит, альбит, хлорит	Хлорит, биотит
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилоофитовая до габбровой, равномернoзернистая. Массивная. Магнетит, сульфиды (0,1—2 мм в диаметре)				

(сопоставительная таблица по ветвям интрузива)

Северо-восточная ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О.
Пойкилокрсты, редко «гранулы»	Пойкилокрсты		Таблицы, призмы	Чешуйки, мектакрсты
0,6—1,2 в диаметре, редко 0,03—0,08 в диаметре	1,5—3 в диаметре	1,5—3 в диаметре	(1—2) × (0,5—1)	
10—35	25—30		25—50	До 1
	43			
(+)89—(—)85	(+)44—52, до 59	(—) 60 и 65		—66 и —78 Край и центр
1,742—1,755	1,713—1,720, до 1,746— край	1,706—1,725	1,576—1,581— центр; 1,563—1,571—край	1,702 — край
1,709—1,722	1,693—1,700, до 1,720— край	1,692—1,711	1,568—1,573— центр; 1,557—1,566 край	1,675 — край
37—44, до 10—23	32—35, до 65 — край	32—44		70 (Трегер, 1958)
(63—56) Фо (37—44) Фа, до (90—77) Фо (10—23) Фа	30—24 КлЭн 38—41 Ди 32—35 Гед	68—56 Эн 32—44 Фс	Центр → край (96—82) → (70— 57) → (50—40) → (35—25) Ан (фед. мет.)	
Иддингсит-булин- гит, серпентин- хлорит	Роговая обманка, серпентин- хлорит	Пренит, альбит, хлорит	Хлорит, сиене- зеленый во- локнистый амфибол	

Пойкилоофитовая до габбровой. Массивная, равномернозернистая изредка с элементами атакситовости. Сульфиды, магнетит (0,3—5,0 мм в диаметре)

Характеристика	Северо-западная ветвь				
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Р.О. (зеленая)
Форма зерен	Пойкилокрсты	Пойкилокрсты		Таблицы	Чешуйки и метакрсты
Размер, мм	1,5—2, до 5 в диаметре	1—1,5 до 5 в диаметре		0,5—1,5, до 5 в диаметре	
Количество, %	10—30	15—25		35—65	До 1
$\angle cNg^\circ$	—	42	—	—	15
$\angle 2V^\circ$	(+)89—(—)87 (—)84; 80; 78	(+)42—53	—61; 65; 68	—	—66; 69; 70
$Ng (\pm 0,002)$	1,722—1,740	1,706—1,715	1,687—1,712	1,576—1,584— центр; 1,557—1,560— край	1,672—1,692
$Np (\pm 0,002)$	1,686—1,700	1,682—1,693	1,677—1,700	1,567—1,574— центр; 1,548—1,552— край	1,650—1,674
Железистость, %	27—35, до 20—25	26—30	18—36		32—62
Состав, %	(27—35) Фа (73—65) Фо 20—25 Фа 80—75 Фо	33—25 КлЭн 41—45 Ди 26—30 Гед	18—36 Фс 82—64 Эн	(88—90)→ →70→(59— 50)→45 Ап центр → край (фед. мет.)	
Вторичные изменения	Иддинцит-булингит, реже серпентин	Роговая обманка, хлорит, редко биотит	Роговая обманка, хлорит	Пренит, хлорит	Хлорит
Структура текстура. Присутствие рудных минералов	Пойкилофитовая до габбровой, равномернoзернистая, массивная. Сульфиды и магнетит (1—5 мм в диаметре)				

Хараелахская ветвь				
Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О. (зсленая)
Пойкилокрисы		Таблицы, призмы		Чешуйки, метакрисы
1—12 в диаметре	3—7, до 1, реже 15 в диаметре	2—7, до 0,5 по удлинению		0,5—1,5, до 3 по удлинению
5—25	20—30		40—65	Ед. зерна
—	40—46	—	—	—
(—)80—84, 87; 89; 76	(+)46—56	58—66, чаще 64	—	(—)73; 67
1,718—1,731	1,700—1,720 1,726—1,738	1,702—1,716	1,579; 1,570; 1,559, чаще 1,574—1,576	1,666
1,680—1,690	1,682—1,699 1,703—1,718	1,689—1,697	1,570; 1,562; 1,552, чаще 1,566—1,569	1,649
24—31; 13; 18; 45	21—35	28—38	—	27
(24—31) Фа (76—69) Фо	(35—21) КлЭн (46—34) Ди (19—45) Гед	28—38 Фс 72—62 Эн	86→(78—81)→ →65→(48—40) (центр → край) (фед. мет.)	
Иддингсит-боулингит, серпентин	Роговая обманка, хлорит, биотит	Роговая обманка, хлорит	Пренит, хлорит, альбит	Хлорит, актинолит

Пойкилоофитовая, офито-пойкилоофитовая до габбровой, равномернозернистая, массивная. Сульфиды, магнетит (0,3—5,0 мм в диаметре)

сульфидов. Интерстициальные промежутки между зернами сфена и апатита выполняются в основном халькопиритом с реликтами пирротина в отдельных участках. В пределах прожилков встречаются гнезда зеленого хлоритоподобного минерала, развивающегося по включениям зеленого клинопироксена. Этим же минералом часто сложены и оторочки рудных шпиров со стороны силикатной части породы. Значительная часть скопления хлорита, располагающихся вблизи и среди рудных минералов, по видимому, развивается по клинопироксену (местами сохраняются его реликты), менее метастабильному, чем гранат, сфен, апатит, зерна которых обычно сохраняются среди хлорита, что, конечно, не свидетельствует об их сингенетичности с последним.

По зернам пироксенов кое-где образуются мелкие участки бурой, зеленой и сине-зеленой роговых обманок, последовательно замещающих друг друга. У буровато-зеленой до светло-зеленой роговой обманки в зернах, обладающих зональным строением, измерен в центре $\angle 2V = -78^\circ$, в краевой части -66° и $Ng = 1,702$; $Nm = 1,691$; $Np = 1,675$, т. е. в составе около 70% железистого компонента (Трегер, 1958; см. рис. 8). Биотит ($Ng = 1,623 - 1,642$; $f \sim 30 - 45$ мол. %) изредка отмечался в виде одиночных буроватых чешуек, развивающихся по клинопироксену (0,2—0,5 мм в диаметре). В породе его почти нет, еще реже в виде каемок вокруг плагиоклаза в контакте с сульфидами. По оливину часто развивается зеленый илдингсит-боулингитовый минерал, иногда совместно с мелкочешуйчатым тальком. Плагиоклаз заметно пренититизирован и хлоритизирован в центральной части зональных зерен либо избирательно вдоль отдельных двойниковых индивидов. Поздний магнетит наблюдается как вдоль трещинок в сульфидах, так и в виде тонкозернистых вытянутых скоплений среди прожилков бесцветного хлорита. По клинопироксену иногда развивается буровато-серый волокнистый, трудно диагностируемый поздний минерал с образованием гомоосевых псевдоморфоз.

Особенности химизма талнахитов (троктолитов) и оливиновых габбро можно видеть в табл. 34, 35. Минералогические и петрографические их особенности во всех ветвях интрузива приведены в табл. 19.

Как можно видеть на рис. 15, группа талнахитов, подобно такситовым габбро-долеритам, образует ореол фигуративных точек, аналогичных по местоположению габбро-долеритам основной расслоенной серии от контактовых до пикритовых (включительно) (см. рис. 10). Ореол талнахитов почти совпадает с ореолом такситовых габбро-долеритов, выходя за его пределы для наиболее магнезиальных составов. Это заметно как на диаграммах, связывающих SiO_2 соответственно с коэффициентами F и ϕ , так и на развертке тетраэдра для нормативных Ол— Σ Пир—Пл—Р, где фиксируется, что наиболее магнезиальные (обогащенные оливином) разновидности талнахитов относятся чаще к С.-в., Ю.-з. и С.-з. ветвям и заметно реже к Хараелахской ветви интрузива. При близком количестве пироксенов разнообразие талнахитов (троктолитов) подобно породам основной расслоенной серии зависит от соотношения Ол и Пл, а при относительно постоянном содержании нормативного рудного минерала (Р) — от соотношения фемических и салических минералов. Внутри группы фемических минералов (диаграмма ОртП—КлП—Ол) наблюдаются широкие вариации. Имеют место как относительно постоянные соотношения КлП и ОртП — при небольших содержаниях Ол, так и разнообразные — при большом содержании Ол. Зависимость понижения содержания нормативного Р при понижении общего содержания пироксенов (и повышении содержания Ол) фиксируется на развертке тетраэдра.

На диаграмме ОртП—КлП—Р наблюдается тенденция некоторого снижения нормативного Р при понижении содержания КлП и возрастания ОртП.

Отсюда можно сделать вывод об определяющей роли именно клинопироксена в прямой корреляции нормативного рудного минерала с пирок-

сеном, что следует иметь в виду, оценивая диаграмму Р — Пир. Достаточно определенная обратная зависимость наблюдается на диаграмме Р — Ол. Намечается тенденция внутри полевошпатовых нормативных компонентов с возрастанием Аб и снижением Ан к незначительному повышению Орт.

На диаграмме $f'—m'—c'$ талнахиты образуют полосу точек, аналогичную полосе для пород основной расслоенной серии (см. рис. 10) протяженностью от пикритовых до оливинсодержащих включительно. Этот же «сборный» по химизму характер талнахитов иллюстрируется и диаграммой Ол—Пир—Пл.

Габбро и оливинсодержащие габбро

Из непрерывной серии пород от оливиновых через оливинсодержащие к безоливиновым кварцевым габбро в этом разделе мы характеризуем две последние разновидности, поскольку оливиновая разновидность габбро описана совместно с талнахитами (троктолитами) в предыдущем разделе.

Макроскопически габбро представляют светло-серую крупнозернистую породу лейкократового облика с равномернозернистой текстурой, иногда с элементами атакситовой текстуры за счет неравномерного распределения плагиоклаза (табл. XII, 3). Часто даже макроскопически можно видеть, что часть темноцветных минералов породы уже замещена магнетитом.

Под микроскопом видно, что структура породы габбровая до пойкилоофитовой.

Оливин либо совершенно отсутствует, либо представлен уже псевдоморфозами зеленого серпентин-хлоритового или иддингсит-боулингитового минералов по единичным пойкилокристам 1—3 мм в диаметре. В отдельных случаях (Северо-западная и Хараелахская ветви) расчеты на нормативный состав химических анализов габбро показали содержание оливина до 15%, хотя микроскопически, ввиду измененности породы, свежий оливин не был обнаружен (см. табл. 35 и 21). Не всегда диагностируются и псевдоморфозы именно по оливину. Можно думать, что состав оливина здесь будет отвечать наиболее железистым его разновидностям, обнаруженным в оливиновых габбро (см. рис. 16, табл. 19).

Клинопироксен представлен вытянутыми (до $3 \times 0,3$ мм) и изометричными (1,5—5, мм в диаметре) зернами с неровными краями. Иногда это уже явные ойокристы с хадакритами плагиоклаза в краевых частях. Кое-где отмечаются полисинтетические двойники и зональное строение зерен. Довольно часто наблюдается распад пойкилокристов на блоки (0,2—1 мм в диаметре) и агрегаты изометричных зерен с гранобластовой структурой. $\angle 2V$ равен (+) 43—57°, наиболее часто встречающиеся значения +43, 48, 51, 52 и 55° (рис. 17). В зональных зернах видно, что в центральных частях $\angle 2V = (+) 46—51^\circ$, в краевых 54—57°. Угол cNg , измеренный методом Д. С. Коржинского, равен 41—44° с наиболее часто встречающимися значениями 42—43°. Показатели преломления: $Ng = 1,711—1,717$; $Np = 1,692—1,694$. Судя по оптическим свойствам, в нем находится 30—32% КлЭн, 42—46% Ди и 28—32% Гед (см. рис. 8). Кое-где зерна пироксена имеют периферические зеленые каймы с небольшим двупреломлением (табл. XV, 2), причем зеленая окраска может располагаться затеками вдоль спайности. Иногда в зеленых каймах клинопироксена появляется обильная магнетитовая сыпь. По пойкилокристам клинопироксена изредка развиваются почти полные псевдоморфозы магнетита с включением зерен апатита, причем хадакриты частично пренитизированного плагиоклаза и реликты озелененного клинопироксена сохраняются (табл. XV, 3). Иногда по клинопироксену развивается зеленая роговая обманка ($Ng =$

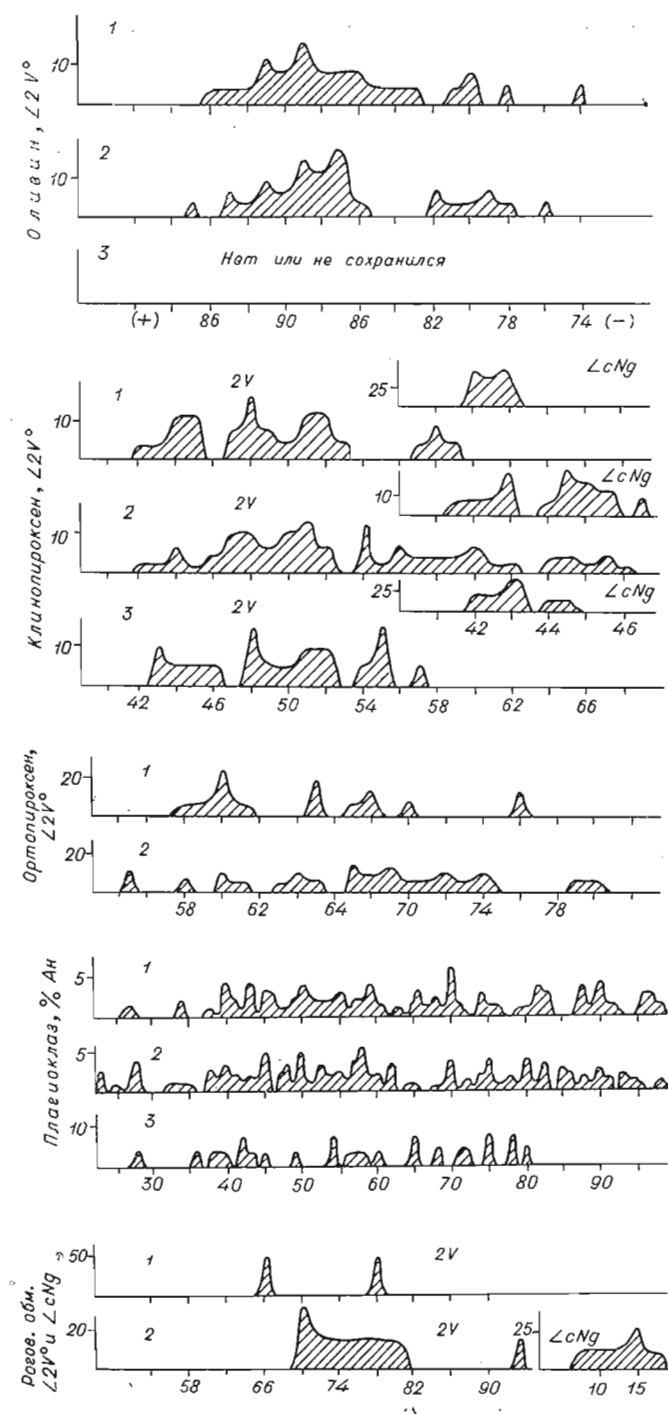
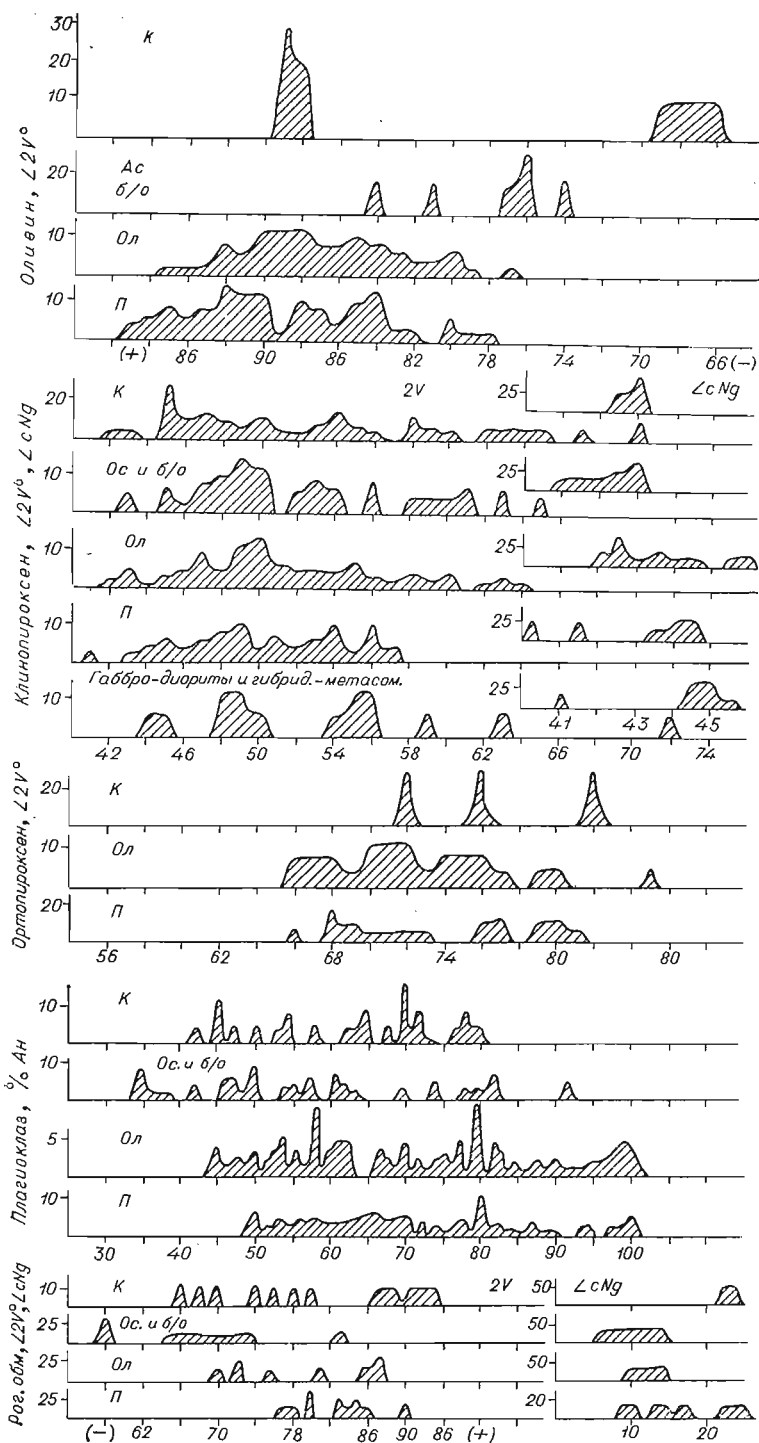


Рис. 17. Сводные вариационные диаграммы некоторых кристаллохимических элементов для таллахитов и оливниновых габбро (I), такситовых основной расчлененной серии интрузии (в про- Габбро-долериты: К — контактовые; П — пикритовые; Ол —



дооптических свойств темноцветных минералов и состава плаги-
 габбро-долеритов (2) и габбро (3) в сопоставлении с породами
 центах от общего числа замеров — вертикальная ось).

оливиновые; О. с. и б/о — оливинсодержащие и безоливиновые.

=1,660), оливково-зеленый плеохроирующий серпентин-хлоритовый минерал, а также чешуйки оранжевого биотита ($N_g=1,646$).

Плагиоклаз представлен гипидиоморфными зональными таблицами со средними размерами $(1,5-2) \times (0,5-1)$ мм. В составе плагиоклаза наблюдается от 28 до 80% Ан с наиболее часто встречающимися значениями (78—75), 65, 54, 42% Ан (см. рис. 17). В составе зональных кристаллов в центральных частях 75—60, краевых — 58—38% Ан. В контакте плагиоклаза с выделениями кварца и рудных минералов наблюдаются каймы с 36—42% Ан (табл. 20). В таблицах часты двойники по двум взаимноперпендикулярным системам двойниковых швов. Крайняя периферическая часть многих кристаллов альбитизирована, имеет расплывчатые зазубренные края, сливающиеся с интерстициальным альбитом, часто наблюдающимся совместно с зернами кварца и апатита. Нередко плагиоклаз интенсивно сосюритизирован, центральные части зональных кристаллов часто замещаются лучистым пренитом ($N_g=1,640$). Совместно с пренитом в породе наблюдаются зерна ярко плеохроирующего пумпеллиита (по N_g —травяно-зеленый, по N_p —буровато-желтый), содержащего, судя по $N_p=1,706$, до 15 вес. % общего железа (Золотухин и др., 1967).

Кварц наблюдается не везде. Иногда это одиночные изометричные зерна в интерстициях, реже гнезда 1—1,5 мм в диаметре (со средней величиной зерен 0,2—1 мм в диаметре), изредка это графические сростки с калинатровым полевым шпатом типа микропегматита. При соприкосно-

Т а б л и ц а 20

Результаты измерения плагиоклаза в габбро

Координаты двойниковой оси (В) или нормали к двойниковому шву (Д)			Символ	Состав. % Ан		Примечания
N_g	N_m	N_p		по обычным диаграммам	по высокотемпературным диаграммам	
33	66	69	V[010]	60	58	Крупная зональная таблица. Центр, широкий край, узкий край в контакте с рудным минералом. Шл. 511/26
22,5	67,5	87,5	—	38	35	
20	70	87	—	36	30	
$\lambda 31$	$\varphi 23$	—	$D \perp (010)$	78	69	Широкий таблитчатый хадакрит с двумя системами двойников
$\lambda 43$	$\varphi 30$	—	$D \perp (001)$	75	63	
60	60,5	44,5	V[001]	54	51	Вытянутая зональная таблица между зерен КлП. Центр, край
66	43,5	56,5	V[001]	43	39	
65,5	41	59	$V \perp [100]$	57	53	Крупная зональная таблица. Центр, край, Шл. 444/493
70,5	21	82,5	(010)	39	36	
$\varphi 44$	$\lambda 31$	—	$D \perp (010)$	65	60	Крупная прямоугольная зональная таблица в контакте с рудным минералом. Центр, край
$\varphi 58$	$\lambda 4$	—	$D \perp (010)$	42	38	
39	64,5	63	$D \perp (010)$	78	67	Крупная таблица
$\varphi 50$	$\lambda 35$	—	$D \perp (010)$	68	61	Крупная зональная таблица. Центр, край. Шл. 441/493
$\varphi 55$	$\lambda 26$	—	$D \perp (010)$	56	52	
—	—	—	—	Состав, % Ан (Виччелл, 1949)		Показатели преломления в зональных зернах
			Центр	Край	Центр	
			65—63		$N_g=1,570-1,566$	
			66—60		$N_p=1,563-1,560$	
					Край	
					44—50	
					$N_g=1,562-1,559$	
					46—50	
					$N_p=1,555-1,553$	

вении с микропегматитом зерен клинопироксена на них появляются каймы озелененной разновидности, причем заметны постепенные переходы бесцветного клинопироксена в зеленый. Плаггиоклазы, будучи включенными в ойокристы кварца, имеют периферические каймы каликатрового полевого шпата, реже последний целиком замещает мелкие лейсты плаггиоклаза (с реликтами плаггиоклаза в центре). В породе наблюдаются кучные дендритовидные скопления магнетита (титаномагнетита), среди которого присутствуют многочисленные зерна бесцветного ($N=1,710$) до светло-розового ($N=1,790$) граната (0,08—0,3 мм в диаметре). Взаимоотношения свидетельствуют о замещении граната магнетитом (табл. XV, 4). Судя по реликтам, гранат развивается частично по клинопироксену, а частично по плаггиоклазу.

Совместно с гранатом наблюдаются агрегаты мелких зерен сфена. Кое-где в породе наблюдаются гнезда (до 2 мм в длину) сферо-кристаллов буровато-зеленого хлоритоподобного минерала (до 0,15 мм в диаметре) с положительным удлинением и отчетливым плеохроизмом (по Ng — светло-зеленый до буровато-зеленого, по Nr — бесцветный). Иногда в породе наблюдается вкрапленность сульфидов, выполняющих интерстиционные промежутки между зернами пироксенов и магнетита в участках с роговиковой структурой (средняя величина зерен здесь от 0,07 до 1,5 мм в диаметре). Отмечены полосы, обогащенные магнетит-сульфидной вкрапленностью, причем вкрапленность располагается отдельными пятнами, которые возникают за счет замещения гранулированных апопиклокристов (1—3 мм в диаметре) клинопироксена, судя по многочисленным реликтам зональных мелких изометричных зерен клинопироксена (табл. XVI, 1). Сульфиды имеют халькопирит-пирротиновый состав, причем халькопирит слагает как венцовые оторочки вокруг зерен магнетита, располагающегося в пирротине, так и прожилки в пирротине, а также входит в состав «расслоенных» сульфидных вкрапленников. Иногда можно видеть нераспавшиеся зерна клинопироксена с многочисленной мелкой вкрапленностью рудных минералов. Вокруг этой вкрапленности во вмещающем зерне клинопироксена наблюдаются реакционные оторочки клинопироксена иного состава. Наблюдаются вкрапленники, в которых сульфиды слагают центральную часть, а магнетит периферическую, но отмечаются и обратные соотношения. Сопоставление габбро по ветвям интрузива приводится в табл. 21.

Представление о химическом составе габбро (в том числе оливинового) дает табл. 34. Как можно видеть из рис. 15, фигуративные точки габбро образуют ореол, в значительной мере перекрывающий ореолы для такситовых габбро-долеритов и талнахитов. При сопоставлении с ореолом для пород расслоенной серии интрузии (см. рис. 10) видно, что габбро по химизму соответствует ряду пород от контактового габбро-долерита через оливиновые к оливинсодержащим и безоливиновым габбро-долеритам и смыкается с частью аналогичных по составу талнахитов (троктолитов), т. е. с оливиновыми габбро, которыми заканчивается серия талнахитов. Эта часть талнахитов могла бы быть отнесена уже к серии габбро. С другой стороны, обогащенная оливином часть серии габбро могла быть отнесенной уже к серии талнахитов. Тем не менее мы сохранили на рис. 15 двойственное обозначение пород с составом оливинового габбро, чтобы обратить внимание на взаимное проникновение этих двух серий родственных пород. Для серии габбро свойственны все особенности, которые были отмечены ранее при рассмотрении диаграмм (см. рис. 15) для серий такситовых габбро-долеритов и талнахитов. Так, на развертке тетраэдра для нормативных $Ol - \Sigma Pir - Pl - P$ основной тенденцией является снижение нормативного P при снижении содержания Pir и возрастании Ol . Это же в еще более явственной форме наблюдается на диаграммах для нормативных $P - \Sigma Pir$ и $P - Ol$. В случае относительно постоянного содержания Pl состав пород серии габбро определяется

Габбро (от оливинсодержащих до кварцевых)

Характеристика	Юго-западная и Северо-восточная ветви					
	Ол	КлП	ОртП	Пл	Би	Кв
Форма зерен	Пойкилокристы	Вытянутые и изометричные зерна и пойкилокристы		Таблицы	Чешуйки	Изометричные выделения
Размер, мм	1—3 в диаметре	3×0,3—1,5—5 в диаметре		(2—1,5)×(0,5—1), до 1×5	До 0,5 в диаметре	0,3—1 в диаметре
Количество, %	0—1	30—40 (изредка ед. зерна ОртП)		50—55	Ед. зерна	0—1,0
$\angle cNg^\circ$		42—43				
$\angle 2V^\circ$		(+)46—54, до 57 и 43				
$Ng(\pm 0,002)$		1,711—1,717		1,570—1,566—центр; 1,562—1,547, до 1,538—край	1,646	—
$Np(\pm 0,002)$		1,692—1,694		1,563—1,560; 1,555—1,539, до 1,530—край		—
Железистость, %		28—32			~50	
Состав, мол. %		(30—32) КлЭн (42—46) Ди (28—32) Гед		Центр → край (80—75) → →65→55→44 Ан (фед. мет.)		
Вторичные изменения	Свежие зерна не сохранились. Псевдоморфозы зеленого серпентин-хлорита	Роговая обманка, биотит, хлорит		Пренит, альбит, хлорит	Хлорит	
Структура, текстура. Присутствие рудных минералов	Габбровая до пойкилоофитовой, равномернозернистая массивная до атакситовой. Магнетит, Ti — магнетит (0,5—5 мм в диаметре), реже сульфиды					

соотношением нормативных Ол и Σ Пир. Из диаграммы Ол — КлП — ОртП следует, что в оливиновых габбро ОртП практически отсутствует и соотношения темноцветных определяются исключительно сопоставимыми количествами Ол и КлП. С другой стороны, в безоливиновом габбро соотношения темноцветных минералов определяются варьирующими,

(сопоставительная таблица по ветвям пнтрузива)

Северо-западная и Хараелахская ветви					
Ол	КлП	ОртП	Пл	Р. О.	Кв
Пойкило- кristы	Вытянутые и изометрич- ные зерна и пойкило- кristы	Изометрич- ные зер- на	Таблицы, призм- мы, реке- лейсты	Чешуйки, ме- такристы, каймы заме- щения	Изометрич- ные зер- на
0,1—1,2 до 3,0 в диаметре	5—18 в диа- метре	0,1—0,5 в диаметре, ед. зерна	(1—3) × (0,5—1). до 7 × 10	0,1—3,0 по удлинению	0,1—0,3
0—15	15—30		45—65	Ед. до многих зерен	0—1
—	40—42		—	—	—
—	(+)46—56, до 40		—	(-)69; 77	—
—	1,711—1,719		1,566—1,576, до 1,537; 1,531	1,677	—
—	1,689—1,698		1,558—1,568, до 1,528; 1,524	1,658	—
—	23—31		—	41	—
—	(21—29) КлЭн 48 Ди (23—31) Гед		Центр → край (78—75) → → 58 → 45 Ан (фед. мет.)	—	—
Псевдомор- фозы зе- леного серпентин- хлорита	Роговая обманка, биотит, хлорит		Пренит, аль- бит, эпидот, сотовый гра- нат, хлорит	Хлорит	

Габбровая до пойкилофитовой, равнозернистая массивная до атакситовой.
Ті — магнетит (0,1—7,0 мм в диаметре), халькопирит, широтин, пирит (0,1—
3,0 мм в диаметре)

но сопоставимыми количествами КлП и ОртП. При возрастании доли суммы фемических минералов над силикатными (диаграмма (Ол, Пир)—Пл — Р) несколько возрастает и содержание нормативного рудного минерала. Следует сказать, что варьирование содержания плагиоклаза в породах серии габбро заметно меньше, чем в серии такситовых габбро-

долеритов и талнахитов, что связано с общей меньшей основностью габбро. Судя по диаграмме $f'-m'-c'$, магнизиальность темноцветных минералов в габбро возрастает в С.-з. и Хараелахской ветвях интрузива, а основность плагиоклаза заметно выше для С.-з. и Хараелахской, чем для С.-в. ветви интрузива. По коэффициентам F и ϕ в зависимости от содержания SiO_2 серия габбро выражается растянутым интервалом фигуративных точек, характерным и для такситовых габбро-долеритов, и для талнахитов.

3. Псевдотахилиты*

В верхней части интрузии псевдотахилиты слагают пологие ветвящиеся жиллообразные тела (Рябов, Золотухин, 1970) переменной мощности (в том числе многоэтажные), разбитые сетью трещин, вдоль которых позже наложилось интенсивное метасоматическое изменение с формированием псевдобрекчии с метасоматическим «цементом» и «обломками» псевдотахилитов и габбро-долеритов (табл. XVI, 2).

Псевдотахилиты под микроскопом представляют собой афировые допорфировых породы с витрофировой, вариолитовой, гналопилитовой и пплотакситовой структурами основной массы (табл. XVI, 3). Порфировые выделения в псевдотахилитах представлены одиночными «фенокристаллами» и «гломеропорфировыми скоплениями» частично гранулированных зерен плагиоклаза, клинопироксена и оливина, представляющих реликты замещенных габбро-долеритов.

Плагиоклаз в них свежий, зональный, сдвойникованный, иногда заметно корродированный по периферии. Кое-где он оплавляется с образованием серовато-бурого стекла, которое может развиваться вдоль сети трещин и внутри зерен. По составу плагиоклаз иногда приближается к анортиту с частичным замещением пренитом и ангидритом.

Клинопироксен наблюдается в виде свежих изометричных зерен или мелкогранулированных агрегатов зерен, сохраняющих реликтовую первоначальную форму ограничений. Показатели преломления его (иммерсия $\pm 0,002$): $N_g=1,712$; $N_m=1,694$; $N_p=1,690$; $\angle 2V=+54^\circ$. В его составе находится 18% КлЭн, 50% Ди и 32% Гед (Трегер, 1958). Оливин не сохраняется и представлен редкими псевдоморфозами зеленого серпентин-хлоритового минерала.

Основная масса псевдотахилита представлена стеклом с тем или иным количеством лейст и микролитов плагиоклаза. Стекло имеет темно-бурый, бурый ($N=1,716-1,714$), буровато-красный ($N=1,635-1,645$) и светло-серый ($N=1,620$) цвет. Судя по наиболее распространенным значениям N , в стекле содержится SiO_2 41—46% (Золотухин, Васильев, 1969; Рябов, Банников, 1969), что соответствует содержанию SiO_2 по данным химических анализов псевдотахилитов (см. табл. 38). Большой интервал показателей преломления стекла иногда даже в одном шлифе породы, по-видимому, объясняется неоднородностью возникшего расплава, особенно в участках, прежде обедненных либо обогащенных темноцветными минералами. Часто стекло претерпевает более позднюю раскристаллизацию с образованием тонкозернистых агрегатов пироксена. В приконтактных частях вдоль трещин в псевдотахилитах часто появляются метакристы пренита и ангидрита.

Плагиоклаз основной массы представлен лейстами (средний размер $0,05 \times 0,52$ мм) или микролитами ($0,22-0,18$ мм в длину). Часто

* Псевдотахилиты рассматриваются в этой главе, поскольку они являются более поздними образованиями, наложенными на породы основной серии интрузии, и генетически родственны породам основных пегматоидов, отличаясь от них лишь степенью раскристаллизации вторичного расплава (см. далее). Раздел написан В. В. Золотухиным совместно с В. В. Рябовым.

они бывают изменены с образованием псевдоморфоз темно-серого изотропного материала, благодаря которым сохраняются своеобразные «структуры просвечивания» псевдотахилитов. В тех случаях, когда они сохраняются свежими, видна зональность и простые двойники. В составе плагиоклаза основной массы находится 68—69% Ан. В маломощных телах псевдотахилитов, находящихся среди метасоматических пород, иногда наблюдается ориентировка лейст субпараллельно контакту. Количество лейст плагиоклаза в породе может быть различным, в зависимости от чего выделяются структурные разновидности от витроофировой через микролитовую к пилотакситовой, изредка до интерсертальной, когда присутствует «войлок лейст». Наблюдалась кое-где и более полная раскристаллизация расплава с возникновением долеритовых пород.

Микроскопически можно проследить постепенный переход габбро-долеритов в псевдотахилиты, хотя наложившиеся метасоматиты сильно усложняют наблюдения. Тем не менее, восстанавливая общую картину перехода по ряду шлифов из «блоков» и «обломков» в псевдобрекчии, можно прийти к следующей схеме. От центра к их периферии происходит переход от габбро-долеритов через промежуточные породы, напоминающие «долерит» и «микродолерит» (продукты ороговирования габбро-долерита) в псевдотахилит. При ороговировании габбро-долерита с пойкилоофитовой структурой возникают более мелкозернистые породы с офитовой и долеритовой структурами. При еще большей грануляции зерен пироксена, плагиоклаза и оливина возникают породы типа «микродолеритов», подобные описанным нами в ксенолитах трапшовой интрузии горы Озерной в бассейне р. Курейки (Золотухин, Васильев, 1967). В «микродолерите» появляются пятна и прожилковидные выделения стекловатой субстанции серо-бурого цвета. Затем в изотропной стекловатой массе появляются лейсты плагиоклаза, а реликты «микродолерита» исчезают. Подобные переходы изредка устанавливаются в пределах одного шлифа (табл. XVI, 4), но чаще на протяжении нескольких сантиметров. Обычно реликты габбро-долеритов и продукты промежуточной стадии ороговирования в «обломках» псевдобрекчии не сохраняются, и они представлены только псевдотахилитом.

Диагностирование большинства проявлений псевдотахилитов Талнахской интрузии затрудняется в связи с наложением на них метасоматических образований. В порядке понижающейся температурности, судя по взаимоотношениям минералов, различаются существенно клинопироксеновые (f клинопироксена 26—43% Гед), клинопироксен-гранатовые, существенно гранатовые (гранат гроссуляр-андрадитового ряда с $N=1,823-1,844$; 55—65% Андр. комп.), пироксен-ангидритовые и рудные апотахилитовые метасоматиты (табл. XVII, 1), аналогичные соответствующим метасоматитам, развивающимся по габбро-долеритам интрузии. Перечисленные метасоматиты с наложением более низкотемпературных минералов преобразуются в гранат-серпентиновые, серпентин-ангидритовые, серпентин-хлоритовые, хлорит-альбитовые и существенно альбитовые метасоматиты. Оруденение в этом ряду апотахилитовых метасоматитов занимает вполне определенное место. Вкрапленность магнетита и сульфидов (пентландит-пирротин-халькопиритового состава) появляется в послескарновую стадию, избирательно замещая: пироксен, развивающийся по стеклу псевдотахилитов, ангидрит — в ангидрит-пироксеновых породах, гранат и клинопироксен — в гранат-пироксеновых скарнах. В Хараелахской ветви даже выделяется брекчиевый тип руд, где «обломки» псевдотахилитов (частично или полностью замещенные метасоматитами) цементируются сульфидами.

Наблюдения свидетельствуют о возникновении псевдотахилитов в результате вторичного плавления габбро-долеритов с незначительным движением расплава вдоль трещин, по которым происходило подплавление, судя по наблюдаемому иногда ориентированному расположению лейст

и микролитов плагиоклаза. Плавлению предшествовало ороговикование габбро-долеритов. Псевдотахилиты возникали в высокотемпературный этап «жизни» интрузии. По механизму образования они, по-видимому, аналогичны такситовым габбро-долеритам (Золотухин, 1964₁), в отличие от которых быстро потеряли летучие компоненты расплава, с чем связано их быстрое охлаждение и слабая раскристаллизация. Они представляют собой более высокотемпературные образования, чем все постмагматические изменения, включая сульфидное оруденение, наложившиеся на породы интрузии и на псевдотахилиты. Учитывая геологическую обстановку нахождения псевдотахилитов, близость их химического состава к некоторым осадочным породам вмещающей толщи и экспериментальное воспроизведение В. В. Рябовым псевдотахилитов при плавлении этих осадочных пород (Золотухин, Рябов, 1971), нельзя исключать для части псевдотахилитов возможность их возникновения за счет магматического замещения пород вмещающей толщи в кровле интрузии, тем более, что находящиеся здесь прослой ангидрита могли играть роль флюсов, понижающих температуру плавления.

ГЛАВА V

ГЛАВНЫЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Талнахская интрузия сложена десятками минералов. Однако внутреннее строение ее во многом обусловлено своеобразием распределения, изменением содержания и состава главных породообразующих минералов. К ним относятся сложные соединения групп оливина, пироксенов, полевых шпатов и шпинели.

1. Оливины

Соединения форстерит-фаялитового ряда присутствуют во всех дифференциатах интрузии, исключая породы верхней части разреза — кварцсодержащие и безоливиновые габбро-долериты и габбро. В виде единичных зерен оливин наблюдается в габбро-диоритах. Содержание его в других породах непостоянное. Отмечается свойственное для дифференцированных интрузий увеличение количества минерала от периферии тел к горизонту пикритовых габбро-долеритов. Эта закономерность усложняется неравномерностью распределения оливина в такситовых габбро-долеритах, переслаиванием пород с различным содержанием минерала в пикритовом горизонте, иногда резким уменьшением количества оливина в зоне перехода от пикритовых к вышележащим оливиновым габбро-долеритам, чередованием оливинсодержащих и безоливиновых пород в средней и верхней части разреза интрузии.

Морфология зерен оливина сравнительно разнообразная. В контактовых долеритах минерал представлен мелкими (0,1—0,3 мм) ограненными и неправильными кристаллами. Прямолинейность их контуров часто нарушается «внедрением» в краевые зоны зерен оливина лейст плагиоклаза. Для такситовых габбро-долеритов характерны зерна минерала, распавшиеся на мелкие, неправильные и изометрические фрагменты. Встречаются пойкилокристаллы оливина с мелкими включениями лабрадора. В породах пикритового горизонта, иногда в оливин-биотитовых и такситовых габбро-долеритах минерал представлен изометрическими и ограненными кристаллами размером от 0,01 до 1 мм, лишенными включений. Некоторые кристаллы его частично растворены.

Вверх по разрезу интрузии форма зерен оливина усложняется. В оливин-биотитовых габбро-долеритах появляются изометрические пойкилокристаллы минерала с редкими лейстами плаггиоклаза. Они широко распространены в оливиновых габбро-долеритах. В верхних горизонтах интрузии форма пойкилокристаллов оливина неправильная, «лапчатая» с заливами, глубоко проникающими межгранулярно и охватывающими зерна плаггиоклаза и пироксена.

Своеобразие многих пород интрузии заключается в совместном присутствии нескольких морфологических разновидностей оливина. Это «гранулированные» зерна, пойкилокристаллы и изометрические выделения в такситовых габбро-долеритах, ограненные и частично оплавленные кристаллы в породах пикритового горизонта, пойкилокристаллы различной формы и изометрические зерна в оливинсодержащих породах верхней части разреза интрузии. С изменением морфологии зерен оливина часто сопряжено изменение физических свойств его кристаллов. Оптические константы минерала варьируют в широких пределах: $\angle 2V = -70-90^\circ$; $N_g = 1,715-1,775$; $N_p = 1,675-1,730$. Оливин — парамагнитный минерал с непостоянной магнитной восприимчивостью. Удельный вес его — $3,40-3,80 \text{ г/см}^3$, цвет минерала в протолочке изменяется от бледно-желтого в пикритовых габбро-долеритах до буровато-желтого в оливинсодержащих и контактовых долеритах. Параметры элементарной ячейки оливина увеличиваются с возрастанием железистости минерала, как это видно ниже (аналитик Н. В. Кузнецова, ВСЕГЕИ):

Состав оливина, % Фа	$a, \text{ \AA}$	$c, \text{ \AA}$
20	$4,772 \pm 0,005$	$6,008 \pm 0,005$
23	$4,772 \pm 0,005$	$6,004 \pm 0,005$
29	$4,776 \pm 0,005$	$6,016 \pm 0,005$
36	$4,784 \pm 0,005$	$6,024 \pm 0,005$

По результатам оптических исследований оливины Талнахской интрузии содержат от 19 до 51% фаялита. Частота встречаемости отдельных членов форстерит-фаялитового ряда неодинаковая. По 250 определениям показателей преломления минерала из рудоносных дифференцированных интрузий устанавливается наибольшая распространенность оливина, содержащего 22—23, 29—31 и 36—40% фаялита (рис. 18). С некоторыми частными особенностями эта закономерность свойственна и интрузиям Талнаха, Норильск-I и г. Черной в отдельности. Наиболее железистый оливин (40—51% Фа) встречается в контактовых долеритах, габбро-диоритах и в оливинсодержащих габбро-долеритах.

В верхних и нижних такситовых габбро-долеритах минерал содержит от 23 до 35% фаялита, причем различные члены ряда часто наблюдаются в породе совместно. Состав оливина в пикритовых габбро-долеритах сравнительно постоянный — 19—26% Фа. Самая высокая магнезиальность его отмечается, как правило, вблизи верхней границы горизонта.

Содержание фаялита в оливинах из оливин-биотитовых габбро-долеритов изменяется от 22 до 30%, при максимальной распространенности крайних членов. Иногда они встречаются в породе совместно. В составе оливинов вышележащих оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов установлено от 22 до 41% фаялита. Наиболее распространены здесь желе-

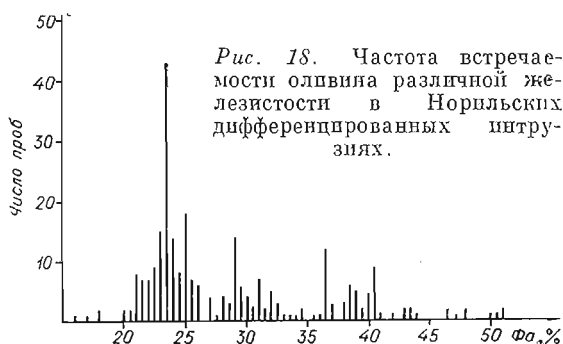


Рис. 18. Частота встречаемости оливина различной железистости в Норильских дифференцированных интрузиях.

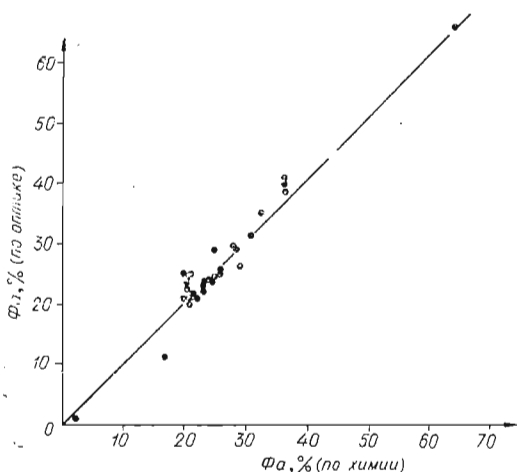


Рис. 19. Сопоставление железистости оливина по оптическим и химическим данным.

нием (табл. 22) — в оливинах присутствуют алюминий, марганец, никель, кобальт, хром, титан, кальций и медь. Изменение состава соединения связано с изменением соотношения железа и магния, а также ряда второстепенных элементов, изоморфно замещающих их в минерале. Данные пересчета результатов анализа (см. табл. 22) на формулу оливина указывают на постоянство содержания кремния в минерале и на малую вероятность замещения его другими элементами.

С увеличением содержания железа в оливине возрастает содержание марганца и алюминия. Кальций, титан и хром присутствуют в минерале не постоянно, причем прямая корреляция титана с железом и хрома с магнием может быть обусловлена примесью хромшпинелида в мономинеральных фракциях магнезиального оливина и примесью титаномагнетита в железистых разновидностях минерала. В оливине постоянно присутствует никель. Максимальные его количества (0,25—0,30%) отмечены в магнезиальной разновидности минерала из пикритовых габбро-долеритов. В более железистых оливинах содержание никеля снижается до 0,11—0,14%. С целью выявления формы вхождения никеля в оливины производились параллельные анализы на никель и серу, а также фазовые анализы на сульфидный и силикатный никель (табл. 23). Наряду с оливинами Талнахской интрузии использовались материалы, полученные для интрузий Норильск-I и г. Черной (см. табл. 22, II).

Исследования показали, что прямой связи между содержанием серы и никеля в оливинах не обнаруживается ($r=0,17$ при уровне значимости $r_{0,05}=0,48$). Фазовые анализы указывают на отсутствие в оливине сульфидного никеля, а содержание силикатного, определенного этим методом, хорошо увязывается с данными спектрального и химического анализа. Устанавливается прямая связь между магнезиальностью оливина и содержанием в нем никеля ($r=+0,68$). Кобальт наблюдается во всех разновидностях минерала в примерно равных количествах — 0,019—0,021%. Содержание меди варьирует в широких пределах. Высокое содержание меди в оливине ($>0,01\%$) обусловлено примесью халькопирита в его мономинеральных фракциях.

Таким образом, второстепенные элементы, выявленные при химическом анализе оливинов, могут принадлежать исследуемому соединению или минералам-примесям, загрязняющим мономинеральные фракции. Не вызывает сомнений, что постоянное присутствие в оливинах алюминия, марганца и никеля, закономерное изменение содержания элементов при

зистые разновидности минерала (36—40% Фa). Магнезиальный оливин в этих породах обычно обнаруживается в разрезах со значительной мощностью пикритового горизонта.

Состав оливинов, определенных оптическими методами, надежно коррелируется с данными химического анализа (рис. 19). Несовпадение результатов исследований устанавливается, как правило, там, где мономинеральные фракции представлены несколькими разновидностями минерала и химический анализ отражает средний состав минеральной фазы.

Наряду с основными минералообразующими элементами — железом, магнием и крем-

Химический состав и оптические свойства оливинов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>I. Талнахская интрузия</i>									
SiO ₂	38,08	38,36	37,90	37,72	38,90	38,94	38,50	36,72	41,10
Si	1,01	1,01	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,01	0,98
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	0,03	0,05	0,06	0,10	0,06	Не обн.	Не обн.
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,52	0,42	0,69	0,27	0,30	0,27	0,32	0,42	0,18
Al	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,10	0,10	0,11	0,05	0,04	0,08	0,03	0,11	Сл.
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	1,05	0,90	1,18	1,13	1,04	Не обн.	0,29
Fe ³⁺	—	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—	—
FeO	24,30	21,92	20,99	22,70	19,72	18,14	19,04	30,73	2,65
Fe ²⁺	0,54	0,48	0,46	0,50	0,43	0,39	0,41	0,71	0,06
MgO	35,38	37,36	37,96	37,13	39,11	40,15	40,10	30,14	55,06
Mg	1,40	1,47	1,48	1,46	1,51	1,54	1,54	1,24	1,96
CaO	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,06	0,08	0,02	0,10	Не обн.	0,04
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,48	0,21	0,34	0,38	0,30	0,28	0,30	0,30	0,11
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—
K ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,07	0,05	0,01	0,01	0,02	Не опр.	0,01
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,06	0,02	0,06	0,06	0,01	Не опр.	0,02
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,06	0,13	0,09	0,09	0,08	0,09	0,06
П. л. л.	0,90	1,40	0,80	0,53	0,46	0,83	0,62	1,00	0,66
С у м м а	99,91	99,99	99,95	99,94	100,31	100,10	100,22	99,72	100,18
Ni	0,13	0,11	0,25	0,25	0,30	0,30	0,25	0,14	0,012
S _{общ}	0,10	0,63	0,11	0,05	0,11	0,13	0,08	0,08	0,06
<i>N_g</i>	1,729	1,729	1,721	1,721	1,718	1,715	1,718	1,752	1,673
<i>N_p</i>	1,693	1,693	1,683	1,683	1,680	1,675	1,680	1,715	1,637
По оптике									
Ф _a	29,5	29,5	24,5	24,5	22,5	21,0	22,5	40,5	1,0
Ф _o	70,5	70,5	75,5	75,5	77,5	79,0	77,5	59,5	99,0
По химии									
Ф _a	28,0	25,0	25,0	26,5	23,0	21,0	22,0	36,5	2,5
Ф _o	72,0	75,0	75,0	73,5	77,0	79,0	78,0	63,5	97,5
<i>II. Интрузии Норильск—I и г. Черной</i>									
SiO ₂	37,76	39,04	38,45	38,22	36,78	37,80	39,18	37,22	37,59
Si	1,01	1,01	0,99	1,00	1,01	1,00	1,01	1,00	1,01
TiO ₂	0,08	0,05	0,08	0,12	0,26	0,08	0,05	0,04	0,12
Ti	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,39	0,44	0,27	0,20	0,76	0,66	0,52	0,60	0,60
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,05	0,01	Не обн.	Не опр.	0,05	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,39	0,71	1,42	1,03	1,89	1,33	0,84	0,73	0,95

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe ³⁺	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
FeO	23,71	20,30	18,72	21,18	28,20	23,28	17,97	25,57	26,57
Fe ²⁺	0,53	0,44	0,40	0,46	0,66	0,52	0,39	0,57	0,60
MgO	34,65	38,60	40,31	38,02	29,76	35,20	39,99	34,39	32,55
Mg	1,38	1,49	1,55	1,49	1,21	1,39	1,53	1,37	1,31
CaO	0,34	Не обн.	Сл.	Сл.	0,56	0,23	Сл.	Не обн.	0,20
Ca	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
MnO	0,35	0,31	0,22	0,29	0,42	0,34	0,31	0,43	0,43
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,10	0,10	0,07	0,07	0,13	0,10	0,10	0,10	0,13
K	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
Na ₂ O	0,13	0,10	0,07	0,08	0,13	0,13	0,04	0,08	0,08
Na	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,01	—	—
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,10	0,13	0,10	0,11	0,10	0,13	0,13
П. п. п.	0,90	0,66	0,40	0,32	1,24	0,99	0,67	0,50	0,65
С у м м а	99,90	100,41	100,16	99,66	100,23	100,25	99,82	99,79	100,00
Ni	0,12	0,14	0,24	0,25	0,063	0,11	0,20	0,30	0,20
С _{общ}	Не опр.	Не опр.	Сл.	Сл.	0,13	Не опр.	0,03	—	—
<i>Ng</i>	1,725	1,720	1,718	1,725	1,747	1,730	1,717	1,728— 1,737	1,728— 1,752
<i>Np</i>	1,683	1,680	1,618	1,683	1,703	1,693	1,676	1,693— 1,698	1,693— 1,712
П о о п т и к е									
Фа	26,0	23,5	22,5	26,0	36,5	30,0	22,0	29—32,5	29,5—40
Фо	74,0	76,5	77,5	74,0	63,5	70,0	78,0	67,5—71	60,5—70
П о х и м и и									
Фа	29,0	23,0	22,0	25,0	36,5	28,0	21,5	30,5	32,0
Фо	71,0	77,0	78,0	75,0	63,5	72,0	78,5	69,5	68,0

Примечания. I. 1—2 — оливин-биотитовые габбро-долериты (КЗ—622/583; КЗ—480/979); 3—7 — пикритовые габбро-долериты (КЗ—274/540; КЗ—274/546; МТ; КЗ—420/5785; КЗ—313/506); 8 — тацитовый габбро-долерит (КЗ—622/628); 9 — скарн (КЗ—705/658). II. 1—4 — интрузия Норильск-I: 1 — оливиновый габбро-долерит (461/313), 2 — оливин-биотитовый габбро-долерит (702/701), 3 — пикритовый габбро-долерит (средний из 11), 4 — тацитовый габбро-долерит (461/382); 5—9 — интрузия г. Черной: 5, 6 — оливиновый габбро-долерит (380/525; 1013/163), 7 — пикритовый габбро-долерит (средний из 3), 8, 9 — тацитовый габбро-долерит (1038/91,8; 36,5/365,5).

изменении состава минерала указывают на возможность изоморфного вхождения их в оливины. Высокое по сравнению с другими порообразующими минералами содержание кобальта в оливинах и отсутствие корреляции количества его с чистотой мономинеральных фракций не исключают возможности участия кобальта в строении минерала. Высокое содержание титана, хрома, кальция и меди в оливине, по-видимому, обусловлено наличием тонких включений минералов, обогащенных этими элементами.

Оливины Талнахской интрузии по составу близки к оливинам других дифференцированных интрузий (см. табл. 22, II), однако не исключена возможность более широкой распространенности в пикритовом горизонте Талнахской интрузии минерала, содержащего 24—26% фаялита, т. е. более железистого по сравнению с оливином этого горизонта в интрузиях Норильск-I и г. Черной. Кроме того, анализ оптических и химических исследований минерала позволяет предполагать малую распространен-

Содержание в исследуемых оливинах ссыры и никеля

Проба	Состав оливина, % Фа	Серя	Никель			
			спектральный коэффициент	сильный химический	слабый химический	фазовый
380/525	36,5	0,13	0,063	—	—	—
622/583	28,5	0,10	0,13	0,12	—	—
701/690	29,0	Сл.	0,16	—	—	—
ТМ	23,0	0,11	0,30	0,25	—	—
552/520	22,0	Сл.	0,20	—	—	—
420/578	20,0	0,13	0,30	0,23	—	—
770/429	20,0	Сл.	0,20	—	—	—
313/506	22,0	0,08	0,25	0,23	—	—
274/546	23,0	0,05	0,25	0,17	—	—
552/501	19,0	Сл.	0,17	—	—	—
770/456	22,5	Сл.	0,17	0,20	0,21	—
365/225	20,5	0,06	0,16	—	—	—
702/776	24,0	0,07	0,27	—	—	—
Н-1	23,0	Сл.	0,20	0,20	0,19	—
Ч-3	23,0	Сл.	0,20	0,15	0,17	—
622/621—625	36,0	0,12	0,20	0,18	—	—
770/463	29,0	Сл.	0,21	—	—	—
622/628—631	36,5	0,08	0,14	0,13	—	—

2. Пироксены

По составу и свойствам пироксены Талнахской интрузии относятся к ромбическим и моноклиническим.

Распространенность ромбического пироксена в разрезе интрузии весьма ограничена. Содержание его обычно не превышает 5%. Приурочен он к наиболее основным и ультраосновным дифференциатам (к пикритовым и троктолитовым габбро-долеритам). В малых количествах ромбический пироксен присутствует в тахситовых, оливиновых и контактовых долеритах.

Форма зерен минерала неправильная. Чаще ромбический пироксен встречается в виде ойкокристаллов, реже образует реакционные оторочки вокруг зерен оливина.

Цвет минерала розовато-бурый, более «густой» в железистых разновидностях. Основные включения в ойкокристаллах ромбического пироксена — оливин и плаггиоклаз, реже хромшпинелид.

По данным химических, оптических и спектральных исследований состав ромбического пироксена в различных породах интрузии неодинаков.

Наиболее магнезиальные разновидности минерала (19—20% Фс) присутствуют в пикритовых габбро-долеритах. В породах, залегающих выше и ниже по разрезу интрузии, железистость их возрастает (22—26% Фс). По оптическим данным ромбические пироксены оливиновых габбро-долеритов содержат 35% Фс. Особенность состава минерала состоит в постоянном присутствии в нем алюминия (до 1,5%) и кальция (до 3—3,5%). В ромбическом пироксене присутствует также марганец (0,2—0,3%), хром (0,12—0,15%) и титан (0,25—0,30%). Содержание никеля не превышает 0,06%, а кобальта 0,006%. Состав ромбического пироксена, определенный по оптическим константам ($N_g=1,692-1,702$; $N_r=1,680-1,702$), хорошо согласуется с данными, полученными с помощью химических методов. Параметры элементарной ячейки ромбического пироксена из пикритовых габбро-долеритов следующие:

$$a=18,312 \text{ \AA}; b=8,850 \text{ \AA}; c=5,194 \text{ \AA}.$$

Основные особенности рассматриваемого минерала — узкая его распространенность в породах интрузии, невысокие содержания, сравнительно широкий диапазон колебания составов.

Одним из наиболее распространенных минералов Талнахской дифференцированной интрузии является моноклинический пироксен. Как пра-

Состав и оптические

Состав	Контактовые габбро-долериты		Кварцодержащие габбро-долериты			Оливиновые габбро-долериты				
	313/405	313/405	313/ 455— 460	233/ 75—80	233/ 80—84	233/ 104— 108	313/ 480—484	313/490	233/ 104— 108	313/ 480—484
	светло- бурый КлП	темно- бурый КлП	бурый КлП	бурый КлП	бурый КлП	зеле- ный КлП	зеленый КлП	зеленый КлП	бурый КлП	бурый КлП
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,19	50,17	51,02	51,51	51,04	52,00	50,54	51,34	50,98	50,90
Si	1,90	1,90	1,91	1,92	1,89	1,92	1,88	1,90	1,91	1,89
TiO ₂	0,55	0,68	0,62	0,63	0,56	0,52	0,50	0,52	0,75	0,65
Ti	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	2,62	2,45	2,55	2,53	3,04	2,42	3,57	2,89	3,55	3,56
Al	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13	0,11	0,15	0,13	0,15	0,15
Fe ₂ O ₃	2,30	2,70	2,03	1,87	1,54	1,67	1,42	1,62	1,52	1,40
Fe ⁺³	0,06	0,08	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,13	0,03	0,15	0,10	0,13	0,71	0,90	0,75	0,30	0,28
Cr	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
FeO	6,46	9,23	7,01	8,24	7,57	5,77	5,22	5,32	7,02	6,85
Fe ⁺²	0,20	0,29	0,22	0,25	0,23	0,17	0,16	0,16	0,23	0,22
CaO	19,33	18,59	20,02	18,89	19,02	20,06	20,54	19,98	18,95	18,52
Ca	0,77	0,75	0,80	0,75	0,76	0,79	0,82	0,79	0,76	0,73
MgO	16,12	14,51	15,05	15,12	16,00	16,03	16,02	16,25	15,02	16,32
Mg	0,89	0,82	0,84	0,84	0,89	0,88	0,88	0,90	0,84	0,90
MnO	0,23	0,33	0,35	0,35	0,35	0,23	0,22	0,20	0,40	0,29
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,02	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,05	0,05
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,39	0,41	0,25	0,25	0,23	0,21	0,27	0,33	0,29	0,29
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,03	0,04	Сл.	0,03	0,02	0,06	Сл.	Сл.
П. п. п.	0,82	1,15	0,82	0,62	0,81	0,63	1,00	0,95	0,97	1,15
Σ	100,31	100,36	99,98	100,21	100,35	100,34	100,28	100,29	99,80	100,26
H ₂ O—	0,18	0,16	0,14	0,06	0,04	0,02	0,08	0,12	0,04	0,08
Σобщ	Не опр.	Не опр.	0,15	0,10	0,09	0,17	Не опр.	0,28	0,28	0,17
<i>Результаты количественного</i>										
Ni	0,015	0,014	0,013	0,009	0,010	0,021	0,019	0,024	0,012	0,016
Co	0,004	0,005	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006
Cu	0,005	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,009	0,004	0,003	0,004
<i>Оптические свойства</i>										
<i>N_g</i>	1,717	1,722	1,720	1,726	17,20	1,715	1,712	1,712	1,720	1,717
<i>N_p</i>	1,692	1,694	1,694	1,700	16,93	1,690	1,685	1,685	1,694	1,690
<i>2V_{N_g}</i>	49	50	50	48	50	49	50	50	50	48
<i>Пересчет на КлЭн, Вол, КлФс</i>										
КлЭн	46	42	44	44,5	46,5	47	46,5	47,5	45	47,5
	33	37	28	34	34	28	16	25	9,5	37
Дп	42	32	48	40	42	52	63	59	61	40
Вол	40	38,5	42	39,5	39,5	42	43	41,5	40,5	38,5
Гед	25	31	25	26	24	20	21	16	29,5	23
КлФс	14	19,5	14	16	14	11	10,5	11	14,5	14

свойства пироксенов

Троктолитовые габбро-долериты					Пикритовые габбро-долериты				Такситовые габбро-долериты		
233/ 123— 126	313/502	313,502	313/496	313/502	57/133,6	420/ 578,5	57/133,6	420/ 578,5	233/ 126— 127	Г-140	313/ 516
зеле- ный КлП	зеленый КлП	бурый КлП	ОртП	ОртП	зеле- ный КлП	зеле- ный КлП	бурый КлП	ОртП	зеле- ный КлП	бурый КлП	ОртП
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
51,02	51,32	50,82	52,00	52,07	51,78	51,35	51,88	52,40	51,50	50,95	52,93
1,88	1,90	1,90	1,94	1,92	1,91	1,89	1,91	1,91	1,91	1,90	1,93
0,62	0,52	0,84	0,70	0,58	0,67	0,62	0,67	0,61	0,64	1,44	0,63
0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
3,00	3,01	2,64	2,04	2,22	1,76	2,40	1,70	1,50	2,46	2,05	1,46
0,13	0,13	0,12	0,09	0,10	0,08	0,14	0,07	0,06	0,11	0,09	0,06
1,22	1,67	1,92	0,67	2,06	1,06	1,56	2,22	2,67	1,58	0,72	1,46
0,03	0,04	0,05	0,02	0,06	0,03	0,04	0,06	0,08	0,04	0,02	0,04
1,00	0,82	0,31	0,14	0,06	1,35	0,85	0,58	0,30	1,00	0,22	0,12
0,03	0,03	0,01	—	—	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	—
5,55	5,48	7,61	15,48	14,16	5,08	5,48	6,40	10,49	5,57	7,90	12,07
0,17	0,17	0,24	0,48	0,44	0,16	0,17	0,20	0,32	0,17	0,24	0,37
19,39	19,76	18,58	3,39	3,82	19,65	19,62	18,32	3,33	19,06	20,98	4,52
0,77	0,78	0,74	0,14	0,15	0,78	0,77	0,73	0,13	0,75	0,84	0,18
17,02	16,19	15,75	23,74	23,47	17,45	17,32	17,13	26,83	17,00	15,03	25,07
0,94	0,89	0,88	1,32	1,29	0,96	0,95	0,94	1,46	0,94	0,84	1,36
0,25	0,20	0,28	0,27	0,40	0,22	0,27	0,26	0,28	0,30	0,24	0,35
0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,01
0,05	0,04	0,03	—	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,02
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,23	0,33	0,42	—	0,14	0,24	0,14	0,28	0,22	0,22	0,24	0,13
0,02	0,02	0,03	—	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Сл.	0,07	0,07	0,05	0,09	Сл.	0,02	0,04	0,04	0,03	0,05	0,09
0,97	0,90	1,03	1,72	1,21	0,82	0,52	1,03	0,81	0,51	0,67	1,14
100,32	100,51	100,34	99,51	100,36	100,10	100,22	100,56	99,59	99,93	100,57	100,06
0,12	0,20	0,12	0,20	0,14	0,08	0,08	0,16	0,18	0,08	—	0,10
0,17	Не опр.	Не опр.	0,69	Не опр.	0,35	0,24	0,26	0,26	0,17	Сл.	Неопр.

спектрального анализа

0,030	0,024	0,21	0,065	0,040	0,036	0,030	0,024	0,065	0,030	0,007	0,060
0,005	0,005	0,005	0,009	0,010	0,003	0,006	0,004	0,010	0,004	0,003	0,010
0,007	0,001	0,004	0,025	0,020	0,077	0,012	0,016	0,025	0,014	0,005	0,017

пироксенов

1,711	1,715	1,722	1,702	1,702	1,705	1,710	1,714	1,692	1,714	1,722	1,700
1,685	1,687	1,694	1,693	1,692	1,680	1,683	1,688	1,680	1,688	1,694	1,690
50	47	48	—	—	50	50	48	—	47	49	—

и КлЭн, Ди, Гед (по химии)

50,0	47,5	46,0	69,5	66,5	49,5	49	49	74,0	49,5	43	69,5
32,0	26,0	37,5	—	—	32	33	37	—	34	23	—
50	57,5	37,5	—	—	50	48	42	—	47	54	—
39,5	41,5	38,5	7,0	7,5	40,5	40	38	6,5	39,5	43,5	9,0
18	16,5	25	—	—	18	19	21	—	19	23	—
10,5	11	15,5	23,5	26,0	10	11	13	19,5	11	13,5	21,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
										<i>Пересчет на КлЭн,</i>
КлЭн	42	39,5	39,5	35	39,5	42,5	47	47	39,5	43
Вол	40	41	41	39	41	40,5	41	41	41	40
КлФс	18	19,5	19,5	26	19,5	17	12	12	19,5	17

Примечание. Аналитики А. Н. Гусарова и Т. М. Саблина, спектроскопист на Эн. Вол, Фс, нижняя—Эн. Ди. Гед.

вило, в породах он не преобладает над суммой других минералов, однако присутствует во всех дифференциатах, включая эндоконтактные фации, и сохраняется, как наиболее стойкий минерал, в почти полностью измененных породах. Содержание пироксена варьирует в породах обычно незначительно от 15—20% до 30—35%. Форма его кристаллов обычно неправильная, контуры часто ступенчатые, обусловленные прямолинейностью граней плагиоклаза. Только в контактовых долеритах форма зерен пироксена приближается к призматической, оставаясь все же более ксеноморфной, чем у кристаллов плагиоклаза. В породах центральной и нижней части разреза интрузии клинопироксен присутствует в виде ойкокристаллов, которые содержат от 10—20 до 60—80% включений, представленных плагиоклазом, оливином и шпинелью. Благодаря такому свойству роста, в большинстве пород интрузии клинопироксен представлен самыми крупными кристаллами, иногда достигая в диаметре 25—30 мм. Минимальные размеры его зерен — 0,6—0,7 мм.

Практически все кристаллы клинопироксена, исключая мелкие зерна основной массы, имеют зональное строение. Зональность подчеркивается интенсивностью окраски или различным цветом ядерных и периферических частей кристаллов. Зоны имеют сравнительно резкие границы при наличии очень постепенных изменений интенсивности окраски в их пределах.

В верхней и нижней части разреза интрузии (в безоливиновых и контактовых габбро-долеритах) цвет зерен клинопироксена бурый с более темно окрашенной периферической зоной. В остальных породах ядра кристаллов клинопироксена имеют зеленый цвет, а краевые части и зерна основной массы — бурый. Установлено, что зеленые клинопироксены отличаются от бурых высоким содержанием хрома и более низким — титана и железа (Генкин и др., 1970; Додин и др., 1971; Шатков, 1968; Додин, Шатков, 1971). При сопоставлении составов зеленых клинопироксенов различных горизонтов интрузии обнаружено, что они близки по их железистости (табл. 24), которая видна как непосредственно из результатов анализа, так и из модальных составов, полученных при пересчете этих анализов. Возрастание железистости этих клинопироксенов от пикритовых габбро-долеритов вверх и вниз по разрезу интрузии незначительное. Основными же изменениями в составе минерала являются колебания в содержании кальция и магния. Наиболее магниезильны клинопироксены пикритовых габбро-долеритов.

Бурые клинопироксены характеризуются теми же особенностями. От пикритовых габбро-долеритов вверх и вниз по разрезу они становятся менее магниезильными и более кальциевыми. Резче, чем для зеленых пироксенов, повышается в этом же направлении их железистость. Изменение состава пироксена в одном зерне от зеленого к бурому или от светло-бурого к темно-бурому связано в основном с изменением соотношения содержания кальция и железа при постоянной магниезильности минерала (рис. 20). В своем составе моноклинные пироксены содержат хром, титан, марганец, никель, кобальт и скандий.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Вол, КлФс (по оптике)											
47	46,5	40	72	72	50,5	48	45	79	45	39,5	73
41	39,5	40	—	—	41	41	40	—	39,5	40,5	—
12	14	20	28	28	8,5	11	15	21	15,5	20	27

Л.М. Соломина, замеры оптических констант Л. П. Юрко. В графе КлФс верхняя цифра пересчета

Содержание хрома в зеленых клинопироксенах варьирует от 0,4 до 1%, а в бурых не превышает 0,2%. Различие в содержании титана между пироксенами различного цвета небольшое — от 0,5—0,6 в зеленых до 0,7—0,8 в бурых. Марганец преобладает в наиболее железистых моноклинных пироксенах. Содержание никеля возрастает от бурых пироксенов к зеленым, причем среди последних повышенным содержанием этого элемента характеризуются наиболее магнезиальные пироксены. Общий диапазон колебаний от 0,01 до 0,03. Содержание кобальта изменяется в пределах 0,0037—0,010%.

Диапазон колебаний оптических констант моноклинных пироксенов незначителен. Показатели преломления бурых, наиболее железистых пироксенов: $N_g=1,717-1,720$, иногда до 1,726; $N_p=1,692-1,694$ до 1,700, тогда как в зеленых $N_g=1,705-1,715$, а $N_p=1,680-1,692$. Угол $2V$ изменяется чаще от 48 до 53°, $\angle cNg=40-42^\circ$.

Определение составов пироксена по оптическим данным приводит к некоторому расширению диапазона колебаний состава минерала в раз-

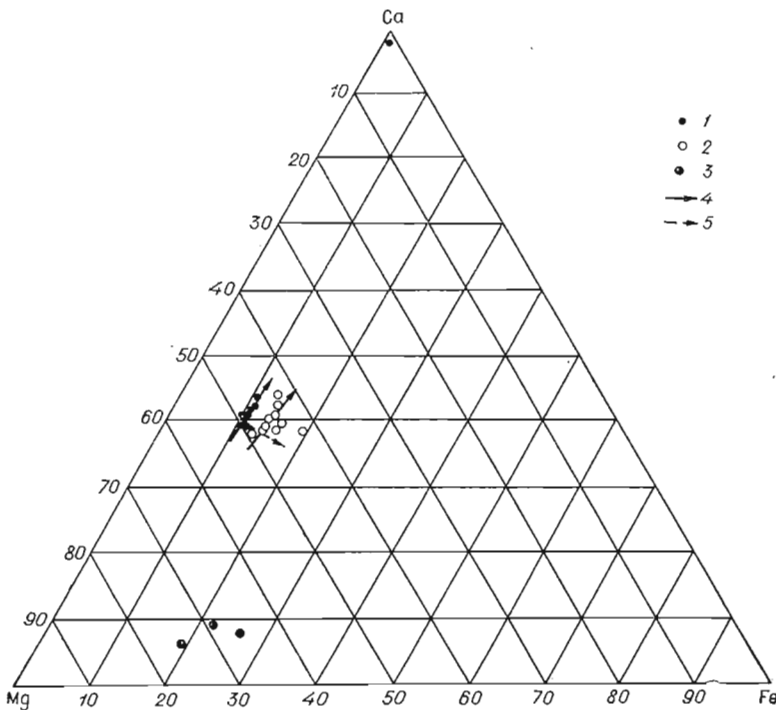


Рис. 20. Диаграмма изменения состава пироксена.

1 — зеленые моноклинные пироксены; 2 — бурые моноклинные пироксены; 3 — ромбические пироксены; 4 — линии изменения состава пироксенов в разрезе интрузии; 5 — то же, в отдельно взятых породах.

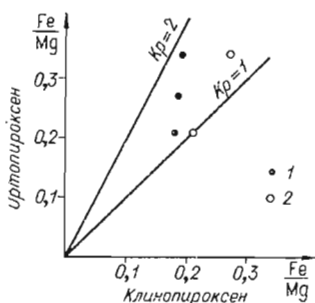


Рис. 21. Распределение железа и магния между орто- и клинопироксеном в Талнахской дифференцированной интрузии.

1 — точки корреляции ортопироксена с зеленым клинопироксеном; 2 — то же, с бурым клинопироксеном.

1 — точки корреляции ортопироксена с зеленым клинопироксеном; 2 — то же, с бурым клинопироксеном.

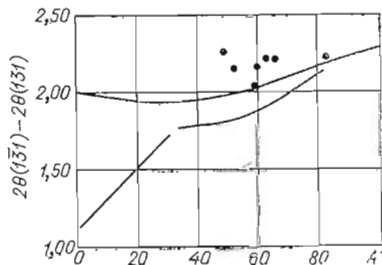
3. Плагноклазы

В породах Талнахской интрузии широко распространены плагноклазы. Они присутствуют во всех дифференциатах интрузии, часто доминируя по содержанию над другими породообразующими минералами. Плагноклазы образуют лейсты, призматические и таблитчатые кристаллы размером от 0,6 до 2,3 мм. В крупнозернистых породах зерна его иногда достигают в диаметре 2—3 см. Кристаллы плагноклаза имеют зональное строение. Они отличаются высоким идиоморфизмом и редко содержат включения.

Анализы мономинеральных фракций минерала, отражающие общий состав плагноклазовой фазы в различных породах интрузии, указывают на повышение основности соединения от верхов пикритового горизонта к периферии тела (табл. 25). По оптическим данным максимальное содержание анортита (80—90%) отмечается в ядрах призматических кристаллов, снижаясь через серию зон к краевым частям зерен. В лейстах плагноклаза содержание анортита редко превышает 60—65% (Додин и др., 1971). Наиболее основные плагноклазы (с большей или меньшей частотой встречаемости) отмечаются практически во всех дифференциатах интрузии, а различие общего состава фазы, по-видимому, обусловлено различным соотношением кислых и основных членов ряда в безоливиновых, оливин-содержащих, оливиновых и пикритовых габбро-долеритах.

В плагноклазах в малых количествах постоянно присутствует железо, магний и калий. Содержание железа и магния увеличивается при повышении основности соединения, что не исключает возможности изоморфного замещения этими элементами кальция. Количество калия заметно возрастает со щелочностью плагноклаза. Максимально обогащены им полевые шпаты габбро-диоритов и лейкократового габбро, где, по-видимому, наряду с плагноклазом

Рис. 22. Зависимость $\angle 2\theta(1\bar{3}1) - 2\theta(131)$ от состава плагноклаза, по Дж. Р. Смигу и Йодеру (точками отмечены значения для плагноклазов Норильских дифференцированных интрузий).



резе интрузии, установленного с помощью химических методов. Кроме того, оптические исследования приводят к небольшому завышению железистости пироксена.

Параметры элементарной ячейки бурого и зеленого клинопироксенов близки. В зеленых пироксенах $a=9,720-9,730$; $b=8,892-8,906$; $c=5,249-5,255$; $\beta=106^\circ 10' - 106^\circ 22'$, тогда как в бурых $a=9,715-9,730$; $b=8,910-8,918$; $c=5,250-5,255$; $\beta=106^\circ 15' - 106^\circ 21'$. По-видимому, некоторое уменьшение параметра b в зеленом пироксене по сравнению с бурым связано с изменением железистости минерала.

По составу, морфологии зерен и внутреннему строению клинопироксены Талнахской интрузии не отличаются от таковых в дифференцированных интрузиях Норильск-I и г. Черной.

Фрагментарные данные по распределению железа и магния между орто- и клинопироксеном приводятся на рис. 21.

Химический состав плагиноклазов интрузий Талнаха, г. Черной, Норильск-I

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	59,62	57,28	48,72	49,00	49,88	49,78	50,48	47,90	49,60	53,88	51,28	48,20	49,02	48,23	48,16	49,09	50,00	50,00	49,50
Si	2,70	2,58	2,26	2,29	2,31	2,31	2,33	2,24	2,28	2,51	2,39	2,23	2,27	2,25	2,23	2,28	2,29	2,30	2,30
TiO ₂	0,04	0,09	0,06	0,08	0,06	0,08	0,03	0,03	0,02	0,17	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,10	0,06	0,06	0,03
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	24,33	26,26	30,97	29,83	30,20	29,95	30,44	30,05	30,87	26,53	28,09	31,49	31,20	30,46	31,69	29,95	30,97	30,83	30,35
Al	1,30	1,39	1,69	1,64	1,65	1,64	1,66	1,66	1,67	1,46	1,54	1,72	1,70	1,69	1,73	1,65	1,67	1,67	1,66
Fe ₂ O ₃	0,06	0,71	0,59	0,47	0,55	0,47	0,77	0,91	0,91	0,91	0,97	0,43	0,37	0,63	0,27	0,51	0,51	0,47	0,87
Fe ³⁺	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
FeO	0,50	Сл.	0,30	0,36	0,27	0,36	0,25	0,39	0,21	0,39	0,25	0,29	0,20	0,32	0,29	0,70	0,29	0,36	0,61
Fe ²⁺	0,02	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02
MgO	0,08	0,41	0,61	0,95	0,59	0,56	0,27	0,82	0,35	0,68	0,27	0,66	0,55	0,85	0,51	0,73	0,62	0,62	0,27
Mg	—	0,03	0,04	0,06	0,04	0,04	0,02	0,06	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02
CaO	3,30	9,48	14,47	14,03	13,24	13,30	12,49	15,25	14,29	8,43	12,15	15,15	14,36	14,42	15,26	14,05	13,80	13,46	12,49
Ca	0,22	0,46	0,72	0,70	0,66	0,66	0,62	0,76	0,70	0,42	0,61	0,75	0,71	0,72	0,75	0,70	0,68	0,66	0,63
MnO	Не обн.	Не обн.	Сл.	0,03	Сл.	Сл.	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	Сл.	Сл.	0,05	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,06
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	3,28	0,58	0,25	0,48	0,75	0,81	1,18	0,30	0,30	2,30	0,92	0,46	0,47	0,50	0,44	0,56	0,31	0,62	1,38
K	0,19	0,03	0,01	0,03	0,04	0,05	0,07	0,02	0,02	0,14	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,08
Na ₂ O	6,72	5,13	3,16	3,32	3,42	3,34	3,08	2,80	3,00	4,10	3,76	2,64	3,00	2,86	2,72	3,04	3,40	3,06	3,00
Na	0,59	0,45	0,28	0,30	0,31	0,30	0,28	0,25	0,27	0,37	0,34	0,23	0,27	0,25	0,24	0,27	0,30	0,27	0,27
P ₂ O ₅	0,08	0,18	0,04	0,30	0,05	0,12	0,04	0,07	0,06	0,09	0,05	0,02	0,03	0,13	0,02	0,08	0,02	0,02	0,04
П. п. п.	1,45	0,12	1,06	1,44	1,19	1,38	1,09	1,56	0,61	2,11	1,70	0,87	0,98	1,75	0,87	1,12	0,62	0,78	1,32
Сумма	99,46	100,24	100,23	100,29	100,20	100,15	100,14	100,12	100,23	99,87	99,80	100,27	100,24	100,26	100,29	99,93	100,60	100,28	99,92
Орт	19	3	1	3	4	5	7	2	2	14	5	3	3	3	3	3	2	4	8
Аб	58	47	27	27	29	28	28	23	27	38	33	21	25	23	22	27	29	27	27
Ап	23	50	72	70	67	67	65	75	71	48	62	76	72	74	75	70	69	69	65

Примечание. 1—6—Талнахская интрузия: 1—контактный долерит (313/405), 2—кварцсодержащий долерит (313/435), 3—оливин-биотитовый габбро-долерит (622/583), 4—пикритовый габбро-долерит (274/546), 5, 6—такситовые габбро-долериты (622/621; 622/628); 7—9—интрузия г. Черной: 7—оливиновый габбро-долерит (380/500), 8—пикритовый габбро-долерит (1014/255,3), 9—такситовый габбро-долерит (365/265,5); 10—19—интрузия Норильск-I: 10—лейкократовое габбро (7), 11—оливинсодержащий габбро-долерит (И-IV), 12—15—пикритовые габбро-долериты (770/424; 770/445; И-VI; 770/429), 16—19—такситовые габбро-долериты (770/463; 770/774; 770/481; 702/813). Аналитики Т. М. Саблина Л. Г. Сырникова, Л. Г. Финашева (химлаборатория НИИГА).

присутствует и щелочной полевой шпат. Плаггиоклазы содержат в небольших количествах стронций и барий. Никель, кобальт, медь, титан и хром в плаггиоклазах практически отсутствуют. Сопоставление рентгеновских определений 2θ ($\overline{131}-131$) с составом минерала позволяет отнести его к высокотемпературной разновидности плаггиоклаза (рис. 22).

4. Минералы группы шпинели

В породах дифференцированных интрузий постоянно присутствуют рудные минералы, имеющие структуру шпинели. Они относятся, по видимому, к различным минеральным видам, так как характеризуются неодинаковыми физическими свойствами, отличаются морфологией кристаллов и взаимоотношением с другими породообразующими минералами.

Известно, что в пикритовых, оливин-биотитовых и троктолитовых габбро-долеритах наряду с магнетитом присутствуют октаэдрические кристаллы буровато-черной непрозрачной шпинели. Густая «сеть» зерен, включенных в оливин, пироксен и плаггиоклаз, достигает иногда 8—10%. Первые данные о составе этой шпинели, полученные А. Д. Генкиным (1967), позволили классифицировать минерал как хромшпинель, содержащую достаточно высокое количество титана. Было установлено, что минерал имеет широкий диапазон магнитных свойств от ферримагнитных до слабых парамагнитных. При выделении мономинеральных фракций нами преследовалась цель получить материал, по свойствам отвечающий крайним членам этого ряда.

Анализ материала позволил установить, что как магнитная, так и немагнитная разновидность минерала образованы окислами железа, хрома, алюминия, магния и титана (табл. 26). Результаты пересчета химических данных отражают тенденцию обогащения магнитной хромшпинели магнетитом и хромитом при уменьшении содержания в ней собственно шпинелевой и пикрохромитовой составляющих. Титан (в связи с общей шпинелевой структурой минерала) пересчитывался на ульвошпинель. Отмечено, что количество ее возрастает от ферримагнитной к парамагнитной хромшпинели.

Из второстепенных элементов в минерале постоянно присутствует никель (0,20—0,28%), медь (0,14—0,16%) и марганец (0,18—0,38%). Как уже отмечалось, хромшпинели приурочены к наиболее основным дифференциатам интрузии. В верхних ее горизонтах, в контактовых долеритах, кварц- и оливинсодержащих габбро-долеритах, а также в габбро-диоритах присутствуют неправильные по форме, ксеноморфные по отношению к другим минералам зерна титаномагнетита. Состав минерала довольно простой, ограниченный окислами железа и титана.

Особенностью его является изменение содержания титана, которое наиболее низко в габбро-диоритах (3,5%). Ниже по разрезу, а также в контактовых породах количество этого элемента в титаномагнетите заметно возрастает. Соотношение его с Fe^{+2} таково, что часто не позволяет произвести пересчет титана на ульвошпинель. Поэтому химические данные пересчитаны на магнетит и ильменит. Отражают они ту же особенность, что и результаты анализов: возрастание роли титансодержащей составляющей в магнетитах габбро-долеритов по сравнению с габбро-диоритами. Это, возможно, указывает на различную температуру образования рассматриваемого минерала в породах интрузии (рис. 23). Титаномагнетитам свойственно очень низкое содержание никеля, кобальта и меди. Из других элементов в минерале обычно присутствуют марганец и ванадий.

По сравнению с титаномагнетитами магнетиты руд из метасоматических пород ореола интрузии отличаются низким содержанием второстепенных элементов. Состав их почти идентичен стехиометрической формуле $FeFe_2O_4$ (см. табл. 26).

Составы хромшпинелидов и титаномагнетитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	24,28	29,09	23,27	29,59	—	—
TiO ₂	5,50	3,50	3,50	3,50	7,48	15,00	5,78	5,68	4,22	5,88	0,26	0,10
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	7,76	9,71	4,92	8,80	—	—
Fe ₂ O ₃	60,53	63,78	64,39	59,24	59,95	—	21,01	—	36,61	22,43	68,63	69,29
FeO	32,75	30,86	30,57	33,29	29,79	—	35,88	—	25,79	24,90	30,88	29,10
MgO	—	—	—	—	—	—	4,06	7,22	3,68	7,17	—	0,93
MnO	—	—	—	—	—	—	0,18	0,17	0,30	0,38	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,38	0,39	0,29	0,52	—	—
Soбщ	—	—	—	—	—	—	Сл.	Сл.	0,05	0,03	Не обн.	Не обн.
Su	—	0,003	0,008	—	0,024	0,013	0,14	0,16	0,15	0,15	0,05	Не обн.
Ni	—	0,010	0,01	—	0,04	0,040	0,20	0,23	0,24	0,28	0,05	0,05
Fe ₂ O ₃ общ	—	—	—	—	—	—	60,88	50,30	65,27	50,10	—	—

Пересчет на минералы

MgAl ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	16,10	19,70	10,60	17,90	—	—
MgCr ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	5,20	17,30	9,50	19,10	—	—
FeCr ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	28,70	22,20	24,20	21,40	—	—
Fe ₂ TiO ₄	—	—	—	—	—	—	15,40	14,60	11,60	15,30	—	—
FeFe ₂ O ₄	84,80	90,00	90,00	90,0	78,80	—	34,60	26,20	44,10	26,30	100,00	95,00
FeTiO ₃	15,20	10,00	10,00	10,0	21,20	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1-6—титаномагнетиты: 1—контактный долерит (313/405), 2-4—габбро-диорит (313/415), 313/420, 313/425), 5, 6—кварцсодержащий габбро-долерит (313/435; 313/455); 7-10 хромшпинелиды: 7—магнитный (424), 8—немагнитный (424), 9—магнитный (429), 10—немагнитный (429); 11—магнетит из пирротиновой руды (К-126/31-34); 12—магнетит из форстеритового скарна. Аналитики Т. М. Саблина (НИИГА) и Е. Т. Карапетян (Механообр.).

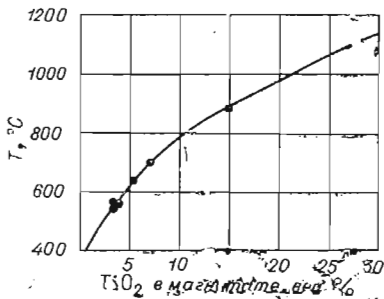


Рис. 23. Кривая зависимости содержания TiO_2 в магнетите от температуры (точки — содержание TiO_2 в магнетитах Талнахской интрузии).

Данные, полученные при изучении главных породообразующих минералов, отражают ряд особенностей формирования интрузии.

Процесс гравитационной отсадки минералов зависит, по-видимому, не только от различия их плотности и размера, но и от последовательного или одновременного образования соединений в процессе кристаллизации. Наблюдается зависимость между содержанием оливина в породе и морфологией его зерен. Кристаллам оливина, не содержащим включений, частично оплавленным и идиоморфным по отношению к другим породообразующим минералам, свойственны самые высокие концентрации в породе. По-видимому, благодаря аккумуляции этих ранних зерен и обра-

зованы шикритовые габбро-долериты. С появлением в кристаллах оливина включений плагиоклаза содержание минерала в породах уменьшается. Возможно, совместная кристаллизация оливина и плагиоклаза резко затормаживает процесс гравитационной отсадки из-за повышения вязкости расплава в связи с появлением многочисленных центров кристаллизации. Не исключена возможность совместного присутствия, например в оливин-биотитовых габбро-долеритах, зерен оливина, образовавшихся на месте и за счет аккумуляции его кристаллов, погружающихся из более высоких горизонтов интрузии. Эта возможность подтверждается наличием в породе зерен оливина различного состава и морфологии, а также очень невыдержанным содержанием минерала. Причем отмечается, что с уменьшением содержания оливина возрастает относительное количество пойкилокристаллов минерала.

Разновременная кристаллизация минерала возможна, по-видимому, благодаря не только определенным термодинамическим условиям, но и широкой вариации состава отдельных породообразующих соединений. Так, магнезиальность оливина в разрезе интрузии изменяется в широких пределах (19—51% Фа). Наиболее магнезиальные разновидности минерала могут образовываться при высоких температурах. Низкая вязкость магмы в этих условиях способствует гравитации и накоплению зерен. При понижении температуры расплава повышается его вязкость, а отделение раннего оливина приводит к изменению соотношения компонентов в магме, способствуя тем самым образованию других минералов. Прежде всего, возможно образование плагиоклаза, которое обуславливается повышением концентрации кальция, кремния и ряда других элементов, а также высокой температурой кристаллизации этого соединения. Интенсивность гравитационной отсадки плагиоклаза, видимо, незначительная. Состав ядерных частей его кристаллов во многих дифференциатах одинаков.

Низкий удельный вес плагиоклаза, мелкозернистость и высокое содержание в большинстве неизмененных пород интрузии позволяют предполагать незначительность его перемещений в расплаве. Моноклинный пироксен выделяется, по-видимому, на конечных этапах кристаллизации. Образовав пойкилокристаллы, он включает все главные породообразующие минералы. Сопоставимость изменения его состава в пределах разновидности пород с изменением состава в разрезе интрузии, незначительные изменения соотношения компонентов в ядерных и периферических участках зональных кристаллов пироксена в значительной мере понижают вероятность его гравитационной отсадки. Образование шпинели (хромшпинелиды, магнетиты, титаномagnetиты) происходит, видимо, на позд-

них этапах кристаллизации магмы. Это связано с низкой концентрацией ряда образующих их компонентов в исходном расплаве. Трудно предположить раннее образование шпинели, богатой хромом, железом, из сравнительно магнезиальной магмы. Более раннему образованию минерала по сравнению с магнезиальным оливином противоречит локализация хромшпинелида в верхах пикритового горизонта, отсутствие его включений в оливине, частая приуроченность минерала к ослабленным зонам — трещинам спайности, отдельности.

Совместная или последовательная кристаллизация порообразующих минералов влияет на своеобразие химизма процесса формирования интрузивного тела. Совместная кристаллизация приводит к перераспределению компонентов между сосуществующими минералами, влияя на их состав.

Исходя из данных по составу оливинов и ортопироксенов дифференцированных интрузий, установлено, что железистость оливина во всех случаях выше железистости ромбического пироксена. Корреляционный график, представленный прямой линией, указывает на идеальное распределение железа и магния между этими минералами, на отсутствие экстремальных состояний. При определении состава минерала в отдельных зернах (в связи с наличием в ряде пород, содержащих ортопироксен, оливина различного состава) возможны положения, когда железистость пироксена выше железистости одной из разновидностей оливина. В этом случае необходимо решать сложную задачу о правомерности той или другой корреляции.

Не менее сложен вопрос и о распределении компонентов в орто- и клинопироксенах. Как уже отмечалось, железистость моноклинного пироксена изменяется незначительно, тогда как в ромбическом пироксене этот параметр варьирует в широких пределах. В породах, где оба минерала присутствуют совместно, отношение $Fe:Mg$ в ортопироксенах изменяется (по данным химических анализов) от 0,21 до 0,34 при почти постоянном отношении $Fe:Mg$ в клинопироксенах — 0,17—0,18 (см. рис. 21). Признаком экстремального состояния параметров системы может быть одинаковая железистость сосуществующих минералов, т. е. отношение $Fe:Mg$, равное 0,16—0,18 в обоих соединениях. По ограниченным данным химических анализов такого соотношения в пироксенах дифференцированных интрузий не наблюдается.

При изучении характера распределения компонентов важным элементом является выбор пар минералов, когда одно из этих соединений или оба имеют переменный состав. Например, можно сопоставлять ортопироксен не только с зеленым клинопироксеном ядер кристаллов, но и с бурым пироксеном периферических зон (см. рис. 21). Выводы из этой корреляции будут уже иными.

Представляет интерес распределение кальция и щелочей между сосуществующими плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах, где пироксен образуется позже плагиоклаза, последний имеет самую высокую основность.

В оливиновых, оливинсодержащих, кварцевых габбро-долеритах, в контактовых долеритах, т. е. в породах, где совместная кристаллизация пироксена и плагиоклаза более вероятна, основность плагиоклаза снижается. Это происходит, возможно, из-за перераспределения кальция и щелочей между минералами и обусловлено вхождением части кальция в решетку пироксена с обеднением им плагиоклаза.

Исследование сосуществующих минералов интрузии в значительной мере осложнено зональностью кристаллов, присутствием различных по составу членов сложных соединений в одной породе, т. е. трудностью выявления равновесных пар минералов.

Петрохимическая характеристика Талнахской интрузии дается на основании использования результатов более 300 известных нам химических анализов пород из всех ветвей и дифференциатов массива. Часть этих анализов сведена в ряд таблиц (табл. 27—35) по типам дифференциатов для всех ветвей. Здесь же приводятся числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого (1960), и нормативные составы пород по SIPW (Заварицкий, 1960), позволяющие полнее охарактеризовать процесс дифференциации магматического расплава. В отдельную таблицу (табл. 37) сведены также средневзвешенные химические составы ветвей Талнахской интрузии и средние химические составы ее главных дифференциатов в целом. При расчете средневзвешенных составов ветвей не учитывались кислые диоритоподобные и гибридные породы кровли интрузива (Ю.-з. и С.-в. ветви), несущие следы метасоматической переработки и не являющиеся, по сути дела, продуктами кристаллизационной дифференциации. В данном разделе приводятся также (см. табл. 38) некоторые петрохимические особенности псевдотахилитов, возникших, как и такситовые габбро-долериты, при повторном расплавлении интрузивных пород. Для построения диаграмм, иллюстрирующих те или иные особенности химизма отдельных типов пород или ветвей интрузии, использовались преимущественно результаты, приведенные в табл. 27—35.

Кристаллизационная дифференциация и гравитационная отсадка первых фаз, проявившаяся в закономерном изменении содержаний и составов породообразующих минералов в вертикальном разрезе интрузии, находят свое отражение и в изменении химических составов пород в этом же направлении.

Наглядно это представлено на вариационных диаграммах (рис. 24—27), построенных для каждой ветви интрузии. Для построения диаграмм были выбраны отдельные или рядом расположенные наиболее представительные разрезы с максимальным числом химически охарактеризованных дифференциатов. По оси абсцисс на них отложены содержания главных породообразующих окислов в весовых процентах, а также (колонка в правой части рисунков) нормативные содержания породообразующих минералов, полученные при пересчете химических анализов, участвующих в построении диаграмм.

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.

Приводимые диаграммы (см. рис. 24—26) обладают целым рядом сходных черт. Прежде всего для них характерно наличие резких перегибов вариационных кривых породообразующих окислов на границах некоторых сопряженных дифференциатов, таких, как контактовые и пикритовые габбро-долериты, пикритовые габбро-долериты и талнахиты, оливинные и такситовые габбро-долериты и габбро, что связано с аккумуляцией кристаллов оливина над горизонтом ранее закристаллизовавшихся нижних контактовых габбро-долеритов, а также с наложением основных пегматондов (талнахиты, такситовые габбро-долериты, габбро) на породы расслоенной серии. Фиксируемое при этом изменение породообразующих компонентов связано иногда с образованием пород пегматоидного облика, значительно отличающихся по химическому составу от пород, их окружающих. В основном же пегматоиды по своему составу приближаются к породам, среди которых они залегают, и поэтому на приводимых вариационных диаграммах они занимают промежуточное положение между соответствующими дифференциатами.

Контактные габбро-долериты

Ветви янтрузии	Северо-восточная				Юго-за- падная	Северо-западная				
	226	286	276	297		(1)*	483	489	516	509

1. Результаты химических анализов

SiO ₂	40,52	48,91	46,22	44,38	42,44	48,00	47,48	47,99	43,48	45,81
TiO ₂	1,14	1,20	0,80	2,40	0,56	1,26	0,60	1,21	1,61	0,98
Al ₂ O ₃	12,58	13,58	14,95	13,70	16,32	15,06	14,54	14,66	9,87	16,20
Fe ₂ O ₃	10,18	3,75	3,61	6,55	4,83	3,06	2,17	2,55	4,93	2,92
FeO	12,70	11,29	9,92	7,25	7,75	9,26	11,00	9,88	8,54	12,51
MnO	0,18	0,21	0,20	0,19	0,12	0,24	0,26	0,24	0,51	0,21
MgO	7,28	6,19	8,15	6,20	8,60	7,52	6,22	7,79	9,17	7,66
CaO	9,12	6,63	10,10	11,97	12,26	10,51	9,48	9,61	14,57	9,12
Na ₂ O	1,71	2,16	1,81	2,23	1,33	1,94	3,00	2,11	1,93	2,08
K ₂ O	0,62	2,60	0,85	0,87	0,72	0,72	1,50	1,06	0,34	1,01
P ₂ O ₅	0,07	0,20	0,09	0,15	0,12	0,18	0,08	0,20	0,28	0,12
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,04	Сл.	0,04	0,04	0,05	0,02	Сл.	0,04
V ₂ O ₅	0,04	0,03	—	—	—	0,07	—	0,09	0,07	—
П. п. п.	3,09	3,33	2,24	3,03	3,06	2,30	2,99	3,02	4,28	3,09
H ₂ O	0,37	0,27	1,20	—	0,30	1,40	1,68	0,29	0,39	—
Собщ	4,70	2,46	—	0,37	0,89	0,45	—	0,07	1,30	—

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

a	4,7	8,8	5,5	6,4	5,7	5,3	8,9	6,4	4,6	6,3
c	6,5	4,8	7,6	6,3	8,6	7,7	5,4	6,8	4,2	8,0
b	39,7	28,6	32,3	32,9	34,5	30,2	30,0	29,9	41,1	31,5
s	49,1	57,8	54,6	54,4	51,2	56,8	55,7	56,9	50,1	54,2
f'	54,6	50,7	40,3	40,0	35,2	39,3	43,0	37,6	30,3	47,3
m'	32,6	37,5	44,0	33,1	44,2	43,0	35,8	45,3	37,3	42,1
c'	12,8	11,8	15,7	26,9	20,6	17,7	21,2	17,1	32,4	10,6
n	81,8	55,6	74,4	77,7	80,0	81,5	75,0	73,9	91,2	75,6
t	2,0	1,9	1,3	3,9	0,9	2,0	1,0	1,8	2,7	1,7
Ф	22,6	11,7	10,0	17,6	12,4	8,9	6,5	4,7	9,8	8,0
Q	-17,7	-6,8	-9,4	-10,3	-17,6	-4,7	-11,8	-5,8	-13,2	-12,2
F	63,9	70,8	62,2	69,0	59,9	62,1	68,0	61,6	59,3	66,9

3. Нормативные составы (вес. %) по СГРВ (Заварицкий, 1960)

Орт	3,3	15,8	5,9	5,7	4,5	4,0	9,1	6,6	1,7	6,9
Аб	14,2	18,6	15,6	18,6	12,0	16,5	25,7	17,7	16,2	18,3
Ан	26,1	19,8	30,6	25,2	39,4	30,4	22,1	27,0	17,2	31,9
Дн	15,5	10,3	16,0	25,4	20,4	15,2	20,7	20,0	40,4	11,5
Гип	15,9	21,5	13,9	6,6	3,9	23,3	—	13,9	11,5	5,12
Ол	0,3	—	10,1	1,6	9,2	—	17,3	10,0	—	19,7
Кв	—	0,9	—	—	—	1,0	—	—	0,1	—
Σ рудн.	24,6	12,8	8,0	15,4	10,3	7,9	4,6	4,5	12,2	6,2
Ап	—	0,3	0,4	1,5	0,3	2,0	0,3	0,3	0,7	0,3

Примечание. Здесь и в последующих таблицах звездочкой обозначены анализы, взятые из атласа (Додин, Батуев и др., 1971); в скобках—число анализов.

Пикритовые габбро-долериты

Ветви интрузии	Северо-восточная				Юго-западная							Северо-западная					Хараелахская				
	№ хим. анализа	223	282	273	(7)*	508	26	62	65	(1)*	(1)*	(3)*	477	513	529	531	(7)*	650	664	667	668

1. Результаты химических анализов

SiO ₂	44,35	37,53	32,98	35,92	37,35	38,78	38,51	36,05	35,34	40,91	36,71	37,51	39,51	38,72	38,34	38,32	39,10	35,00	39,03	37,48	32,96
TiO ₂	1,07	0,45	0,52	0,58	0,48	0,60	0,54	0,57	0,34	0,65	0,65	0,63	0,55	0,68	0,38	0,58	0,31	0,52	0,44	0,45	0,33
Al ₂ O ₃	11,29	8,90	6,07	9,33	7,84	6,06	7,42	4,85	7,74	5,00	7,67	6,81	5,00	8,23	4,42	8,56	9,07	9,02	11,34	6,06	10,00
Fe ₂ O ₃	3,81	7,18	11,15	3,46	8,92	6,01	6,80	6,98	8,17	4,64	8,07	7,21	6,94	6,17	5,93	4,41	4,54	0,47	4,21	2,90	2,30
FeO	9,63	8,90	11,78	11,99	11,97	8,71	7,78	8,77	8,29	7,97	8,20	10,96	8,35	12,21	7,87	11,43	10,54	16,18	10,65	16,17	12,70
MnO	0,20	0,14	0,21	0,17	0,22	0,17	0,21	0,18	0,16	0,07	0,19	0,19	0,24	0,27	0,18	0,22	0,24	0,20	0,22	0,17	0,23
MgO	16,03	21,70	20,52	20,77	18,15	23,96	22,56	25,88	26,35	30,82	24,77	20,16	25,49	19,58	29,09	22,98	27,62	20,00	19,39	25,34	26,80
CaO	8,55	6,47	4,60	5,07	5,10	3,99	5,45	4,27	4,20	4,41	4,01	5,12	3,49	5,91	3,78	5,76	5,93	8,00	8,85	3,90	4,66
Na ₂ O	1,45	0,48	0,80	0,65	0,85	0,40	0,44	0,50	0,89	0,58	0,66	0,78	0,39	0,85	0,32	0,74	0,47	1,26	0,61	0,73	1,20
K ₂ O	0,47	0,34	0,25	0,90	0,38	0,16	0,33	0,19	0,29	0,36	0,80	0,18	0,14	0,65	0,45	0,28	0,12	0,47	0,12	0,22	0,41
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,10	0,09	0,17	0,14	0,06	0,12	0,22	0,08	0,16	0,09	0,12	0,10	0,11	0,08	0,05	0,10	0,05	0,11	0,15
Cr ₂ O ₃	0,46	1,10	0,08	0,07	0,04	0,80	0,15	0,13	—	—	0,56	0,63	0,03	0,13	0,03	0,11	0,06	0,04	—	0,28	0,01
V ₂ O ₅	0,03	0,06	—	—	0,04	0,03	—	—	—	—	—	0,09	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. ш.	2,50	6,41	7,66	5,73	6,77	9,01	9,18	7,98	7,74	4,56	6,76	7,75	10,10	4,18	7,16	5,19	2,61	4,00	4,60	5,23	5,70
H ₂ O	0,38	0,35	4,72	0,58	0,60	1,25	1,13	7,48	—	—	6,82	1,04	3,26	2,49	0,12	0,35	0,87	0,21	0,51	3,72	0,13
Σ общ.	0,14	1,77	—	1,80	4,12	0,70	0,97	1,09	—	—	1,11	2,47	0,26	—	—	1,22	—	4,47	2,66	3,14	2,08

2. Числовые характеристики по А. И. Заварицкому (1960)

a	3,8	1,6	2,2	2,8	2,6	1,0	1,1	1,3	2,3	1,7	2,6	2,0	0,9	2,6	1,2	3,0	1,1	3,3	1,5	1,7	3,1
c	5,3	4,9	3,0	4,7	3,8	3,4	4,3	3,4	3,7	2,1	3,5	3,5	2,7	3,9	2,0	4,4	4,8	4,2	6,6	2,8	4,8
b	42,3	52,2	57,4	52,0	51,4	53,0	52,0	57,3	56,6	56,2	54,3	52,4	54,3	50,9	57,5	51,8	54,9	53,5	48,8	56,6	56,7

s	48,6	41,3	37,4	40,5	42,2	42,6	42,6	39,0	37,4	40,0	39,6	42,1	42,1	42,5	39,3	40,8	39,2	39,0	43,1	38,9	35,5
f'	28,2	27,1	36,0	31,1	36,8	24,5	25,0	23,0	24,7	17,8	25,8	31,2	24,0	32,1	19,8	26,6	22,5	28,9	27,5	28,8	23,6
m'	60,7	67,7	59,6	66,2	58,8	73,2	70,8	72,0	73,4	78,4	72,4	63,8	73,7	62,1	76,6	69,4	74,7	61,3	64,8	68,6	75,4
c'	11,1	5,2	4,4	2,7	4,4	2,3	4,2	4,1	1,9	4,8	1,8	5,0	2,3	5,8	3,6	4,0	2,8	9,8	7,8	2,6	1,0
n	82,8	66,7	81,3	52,4	78,9	75,0	62,5	80,0	83,3	71,4	55,0	86,7	85,7	66,5	51,9	45,8	85,6	80,3	88,5	83,4	81,6
t	1,9	1,0	1,1	1,3	1,0	1,2	1,1	1,3	0,7	1,3	1,2	1,3	1,1	1,3	0,9	1,2	0,6	1,1	0,8	0,9	0,7
φ	7,3	11,3	16,4	5,6	14,6	9,4	10,9	9,9	11,4	6,1	12,0	11,5	10,0	9,9	7,9	6,8	6,2	0,7	7,1	3,9	3,3
Q	-15,7	-25,5	-32,6	-29,3	-24,6	-20,2	-21,3	-27,0	-33,5	-25,6	-29,5	-23,3	-20,3	-24,2	-25,9	-28,8	-28,5	-32,9	-23,3	-28,5	-39,8
F	45,6	42,6	52,8	59,0	53,3	38,0	39,2	40,4	38,6	29,0	39,6	47,4	37,5	48,4	32,4	40,8	36,4	45,9	43,2	42,8	35,9

3. Нормативные составы (вс %) по СИРВ (Заварицкий, 1960)

Орт	2,8	2,2	1,8	6,6	2,4	1,5	2,2	1,4	2,2	2,3	5,2	1,4	0,8	3,8	3,1	1,7	0,7	2,8	0,9	1,1	1,3
Аб	12,6	4,2	7,4	6,8	8,3	3,7	2,9	4,7	8,9	5,8	5,9	7,3	3,5	8,5	3,2	5,8	3,9	11,0	5,7	5,8	10,3
Ап	23,3	21,9	13,2	21,5	15,9	16,0	20,1	11,2	17,5	10,7	16,1	15,6	13,7	17,3	9,8	21,5	22,7	17,3	28,6	13,1	21,9
Ди	15,9	10,0	9,1	6,2	7,2	4,7	8,2	7,8	3,7	9,3	5,6	9,2	4,1	10,4	8,0	7,9	4,6	12,8	13,4	4,4	0,8
Гип	12,6	10,4	6,9	—	15,2	27,6	24,1	13,7	—	9,4	7,3	18,3	34,8	7,6	15,5	3,4	1,8	—	3,3	6,3	—
Ол	24,2	33,7	34,5	49,3	28,6	32,2	28,7	42,1	54,5	53,2	45,4	20,9	29,5	40,8	49,7	49,4	58,4	36,1	36,4	55,7	54,1
Σ _{рудн.}	8,5	16,6	27,1	9,6	22,1	14,0	13,8	18,8	12,9	9,0	14,2	18,3	13,3	11,3	10,4	10,3	7,6	9,7	11,5	13,3	11,0
Ап	0,3	—	—	—	0,3	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,3	—	0,3	0,3	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6

Оливиновые габбро-долериты

Ветви интрузии	Северо-восточная			Юго-западная			Северо-западная			Хараелахская			
	221	253	298	64	61	(7)*	475	443	510	658	607	609	681

1. Результаты химических анализов

SiO ₂	48,30	45,14	44,62	44,70	46,35	47,29	45,06	47,70	46,35	45,08	44,96	42,10	44,58
TiO ₂	0,97	0,84	0,73	0,51	0,75	0,97	0,69	1,26	0,71	0,92	0,70	0,62	0,53
Al ₂ O ₃	17,06	15,70	16,20	18,65	16,45	16,06	15,50	13,98	15,75	15,30	13,41	13,50	11,66
Fe ₂ O ₃	2,42	2,62	4,35	3,59	3,28	3,07	3,12	3,34	3,13	3,73	3,39	5,30	1,45
FeO	7,25	9,88	7,58	6,53	7,03	6,59	7,79	9,05	6,55	7,53	9,55	9,09	10,38
MnO	0,17	0,20	0,17	0,13	0,15	0,17	0,17	0,24	0,21	0,16	0,15	0,15	0,14
MgO	7,11	11,67	10,20	11,65	11,01	7,84	11,58	6,08	9,61	8,37	12,95	13,80	19,40
CaO	11,93	9,35	11,86	10,66	9,96	11,86	9,81	11,30	11,46	12,40	9,96	8,63	7,24
Na ₂ O	2,44	1,50	1,66	1,78	1,80	2,39	1,31	3,12	1,66	2,17	1,67	1,58	1,12
K ₂ O	0,59	0,37	0,80	0,48	0,82	1,07	0,67	0,57	1,26	0,57	0,64	0,75	0,51
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,11	0,16	0,16	0,18	0,13	0,18	0,12	0,10	0,11	0,09	0,10
Cr ₂ O ₃	0,01	0,19	0,03	—	—	0,05	0,01	0,01	0,10	0,04	0,05	0,06	0,04
V ₂ O ₅	0,08	—	—	—	—	—	0,12	—	0,04	—	—	—	—
П. п. п.	1,94	1,52	1,80	1,94	2,40	2,46	3,89	2,82	3,38	2,74	2,04	3,76	3,33
H ₂ O	0,21	1,22	0,55	0,09	—	0,52	0,94	2,00	0,82	0,51	1,60	2,44	2,18
S _{общ}	0,11	—	0,70	—	—	0,14	0,08	—	0,15	—	0,50	0,53	0,15

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

<i>a</i>	6,3	3,9	5,0	4,7	5,2	7,1	3,2	7,8	5,7	5,8	4,5	4,6	3,0
<i>c</i>	8,5	6,8	8,5	10,3	8,5	7,4	9,0	5,6	7,9	7,6	6,5	6,8	5,7
<i>b</i>	28,1	36,7	34,8	32,6	32,3	29,9	34,1	30,6	32,1	33,2	38,5	40,4	43,5
<i>s</i>	57,1	52,6	51,7	52,4	54,0	55,6	53,6	56,0	54,3	53,4	50,5	48,3	47,7
<i>f'</i>	33,3	32,3	32,4	29,4	30,1	30,9	30,8	38,8	28,8	32,5	30,7	32,9	24,0
<i>m'</i>	43,9	54,5	50,0	61,8	58,3	45,0	59,5	34,1	51,5	43,9	55,5	57,8	70,4
<i>c'</i>	22,8	13,2	17,6	8,8	11,6	24,1	9,7	27,1	19,7	23,7	13,8	9,3	5,6
<i>n</i>	86,3	85,7	75,0	84,9	76,3	76,5	95,5	89,3	65,9	85,3	79,9	76,2	76,9
<i>l</i>	1,5	1,4	1,2	0,9	1,3	1,6	1,2	1,9	1,2	1,5	1,2	1,1	0,9
<i>φ</i>	7,6	6,0	11,1	9,6	9,0	8,8	7,9	9,5	8,2	9,9	7,3	11,2	2,7
<i>Q</i>	-7,1	-9,4	-15,1	-15,2	-10,9	-10,4	-8,2	-9,2	-10,7	-12,3	-14,6	-19,2	-16,4
<i>F</i>	57,7	51,7	53,8	46,3	48,4	55,2	48,4	63,1	50,1	57,3	50,0	51,0	37,9

3. Нормативные составы (вес. %) по СИРВ (Заварицкий, 1960)

Орг	2,8	2,2	5,0	2,8	5,0	6,7	3,9	3,6	8,1	3,3	3,0	5,3	3,1
Лб	20,5	12,9	14,0	15,4	15,6	21,0	11,0	27,2	14,9	18,6	12,4	14,3	10,1
Ан	34,6	36,0	33,9	42,0	35,6	30,3	34,6	23,5	32,5	31,1	26,2	28,8	26,9
Дн	19,5	9,5	19,3	8,0	12,4	22,9	13,9	27,0	19,8	21,3	16,7	11,5	7,5
Гиш	7,0	15,0	6,6	2,8	9,7	—	17,1	—	3,1	0,8	—	—	3,4
Ол	9,6	18,4	12,2	22,3	15,2	12,0	13,3	10,9	14,4	14,3	35,7	30,0	44,5
Эрудн.	5,7	5,7	9,0	6,4	6,5	6,8	5,9	7,5	6,9	10,8	5,7	9,8	4,2
Ап	0,3	0,3	—	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

Поведение породообразующих окислов в процессе формирования дифференциатов интрузии находит свое выражение в количественных соотношениях породообразующих минералов в каждом из дифференциатов. Эта количественная взаимосвязь также отражена на вариационных диаграммах (см. рис. 24—27) в виде колонок в правой части рисунков, на которых показано в весовых процентах, приведенных к 100, изменение содержаний главных породообразующих минералов, полученных при нормативных расчетах соответствующих химических составов дифференциатов ветвей интрузии. На диаграммах видно, что максимальное количество оливина и магния, основная часть которого входит в состав оливинов, приходится на долю пикритовых габбро-долеритов. В свою очередь, увеличение содержаний CaO , Al_2O_3 и щелочей в верхних горизонтах интрузии выражается в значительном повышении, по сравнению с пикритовыми габбро-долеритами, количества полевых шпатов в этих горизонтах.

Вариационные диаграммы (см. рис. 24—26) для С.-в., Ю.-з., С.-з. ветвей интрузии не отражают в полной мере сложное внутреннее строение массива. Они подчеркивают лишь основные петрохимические и количественно-минералогические особенности, являющиеся общими для всех дифференцированных интрузий Норильского района (Золотухин, Васильев, 1967).

Вариационная диаграмма (см. рис. 27), построенная по одному из опорных разрезов Хараелахской ветви интрузии, представляет собой пример более сложного распределения интрузивных и постмагматических пород, охарактеризованных большим числом химических анализов. Но и в этом случае, судя по окисловым профилям и количественному распределению минералов по разрезу, сохраняется общая тенденция к накоплению оливина в низах разреза и замещение пород расслоенной серии основными пегматоидами.

Общий ход эволюции кристаллизующегося расплава можно хорошо проследить на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 28), на которую вынесены числовые характеристики составов пород основной расслоенной серии, приведенные в табл. 27—32.

На диаграмме видно, что изменение химизма расплава в процессе кристаллизационной дифференциации выражается в постепенном смещении точек составов снизу вверх вдоль оси Sb от пикритовых ($b=57,5-42,3$) до безоливиновых габбро-долеритов ($b=20,7-35,0$). Наиболее широкий рой вдоль оси образуют точки составов оливиновых габбро-долеритов, крайние разности которых тяготеют как к пикритовым, так и к безоливиновым и оливинсодержащим габбро-долеритам. Оливин-биотитовые габбро-долериты, судя по расположению точек на диаграмме, величине и наклону векторов, в своем большинстве принадлежат магниальным разностям оливиновых габбро-долеритов, содержащих повышенное количество биотита. Их промежуточное положение между пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами, четко устанавливаемое в других дифференцированных интрузиях, здесь затушевано широким развитием биотита иногда по всему разрезу Талнахской интрузии.

Некоторую обособленность точек составов пикритовых габбро-долеритов на диаграмме (см. рис. 28) можно объяснить небольшой мощностью промежуточного горизонта (и, следовательно, малым числом анализов), возникающего между существенно пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами в результате полной отсадки и аккумуляции магниальных кристаллов оливина в придонной части магматической камеры. Такая высокая степень отсадки кристаллов оливина наблюдается даже в мало-мощных апофизах основного интрузивного тела, в которых пикритовый горизонт, образующийся в процессе внутрикамерной кристаллизации и гравитационной отсадки, имеет, как правило, четкие границы с вышележащими оливиновыми габбро-долеритами.

Оливин-биотитовые габбро-долериты

Ветви внутри- зони	Северо-восточная			Юго-западная			Северо-западная			Хараелахская		
	222	281	(12)*	25	36	(17)*	476	511	(16)*	612	682	715

1. Результаты химических анализов

SiO ₂	47,37	43,15	45,78	43,52	40,90	44,31	44,30	45,86	44,72	46,68	46,78	45,75
TiO ₂	0,95	0,69	0,97	0,86	0,70	0,49	0,70	0,65	0,97	0,62	0,63	1,00
Al ₂ O ₃	16,20	13,71	16,72	10,20	15,70	17,35	13,96	17,38	16,05	15,66	15,06	15,19
Fe ₂ O ₃	2,21	3,70	2,95	7,28	2,34	3,08	3,77	2,35	2,59	4,37	1,67	4,51
FeO	7,92	9,65	7,26	5,98	6,49	6,99	7,07	7,25	8,34	8,12	8,62	8,02
MnO	0,18	0,19	0,16	0,14	0,22	0,14	0,19	0,16	0,19	0,14	0,16	0,20
MgO	9,58	14,18	9,71	16,45	15,00	10,14	11,84	11,14	10,53	7,40	12,50	7,28
CaO	11,60	9,49	11,75	7,15	9,97	11,77	9,23	10,22	10,14	10,86	9,89	10,41
Na ₂ O	1,81	1,19	1,97	1,68	0,81	0,79	1,49	1,57	2,01	2,28	1,39	2,45
K ₂ O	0,58	0,58	0,58	0,68	0,31	0,75	0,45	0,60	0,80	1,02	0,75	0,85
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,15	0,22	0,10	—	0,14	0,12	0,12	0,13	0,12	0,15
Cr ₂ O ₃	0,08	0,38	0,07	0,09	0,13	0,09	0,16	Сл.	0,08	0,06	0,10	0,06
V ₂ O ₅	0,02	0,02	—	0,04	0,03	—	0,07	0,05	—	—	—	—
П.п.п.	1,87	3,41	2,39	5,26	7,67	2,76	5,64	2,87	3,23	2,49	2,89	3,83
H ₂ O	0,43	0,60	0,31	2,67	2,54	0,57	2,32	0,76	0,27	2,28	2,36	—
S _{общ}	0,07	0,93	0,16	0,13	0,04	0,07	0,49	0,08	0,19	0,58	0,12	1,90

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

a	4,8	3,4	5,2	4,5	2,3	5,5	4,1	4,5	5,7	6,7	4,0	6,9
c	6,0	7,4	8,7	4,4	9,9	9,6	7,7	9,7	8,1	7,4	8,1	7,1
b	34,9	40,1	32,3	42,7	39,0	30,6	35,3	31,8	33,3	30,9	34,4	31,0
s	54,3	49,1	53,8	48,4	48,8	54,3	52,9	54,0	52,9	55,0	53,1	55,0
f'	27,2	30,8	30,4	27,3	22,3	29,4	30,0	29,5	21,6	38,5	28,3	38,7
m'	46,2	59,2	51,6	63,1	68,5	59,5	58,8	61,1	54,9	41,6	60,5	41,6
c'	26,6	10,0	18,0	9,6	9,2	11,1	11,2	9,4	13,5	19,9	14,2	81,5
n	82,9	76,0	84,0	79,4	81,3	76,3	82,8	81,3	78,0	77,3	71,8	19,7
t	1,6	1,2	1,8	1,5	1,5	1,2	1,2	1,2	1,3	0,9	1,0	1,0
φ	5,4	7,7	8,1	14,2	5,2	6,2	9,6	6,6	6,7	12,4	4,3	12,8
Q	-7,0	-16,0	-11,5	-16,6	-16,9	-12,0	-10,1	-10,7	-13,7	-10,8	-16,4	-10,9
F	51,3	48,4	51,0	47,0	37,0	50,0	47,6	46,4	50,1	62,5	44,9	54,6

3. Нормативные составы (вес. %) по CIPW (Заварицкий, 1960)

Орт	3,3	3,3	3,3	4,0	1,8	5,8	2,9	3,5	5,4	6,6	5,5	5,8
Аб	15,4	10,0	16,9	15,0	7,8	6,9	13,6	13,7	17,3	20,4	13,1	22,6
Ан	35,2	31,3	36,1	19,4	40,4	43,4	31,1	39,7	30,8	31,0	34,0	24,5
Ди	18,4	12,7	18,4	13,7	9,2	14,9	12,8	9,2	16,2	11,8	13,8	18,4
Гиц	10,8	10,8	1,6	17,7	5,3	5,7	24,7	12,3	4,6	17,7	15,0	4,1
Ол	11,4	22,2	16,5	16,4	29,2	17,0	5,9	16,4	21,5	3,5	13,5	11,2
Σрудн.	5,2	9,4	6,9	13,5	6,0	6,3	8,6	5,0	6,9	8,7	4,8	8,8
Ап	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6

Безоливинные и оливинсодержащие габбро-долериты

Ветви интрузии	Северо-восточная					Юго-западная			Северо-западная				Хараслаховская				
	221	2776	279	280	295	23	24	(2)*	461	442	439	(3)*	626	629	628	640	656

I. Результаты химических анализов

SiO ₂	52,03	44,95	48,30	49,51	48,33	49,08	45,29	44,28	45,86	48,14	44,98	43,71	48,77	48,99	48,28	46,34	45,62
TiO ₂	1,80	3,62	1,15	1,14	1,94	1,06	0,52	0,47	1,92	1,64	1,74	1,15	0,72	0,68	0,68	0,99	0,60
Al ₂ O ₃	13,83	13,63	13,93	14,20	15,11	15,11	23,65	19,63	17,07	13,20	11,42	17,54	15,36	15,94	15,33	16,11	19,44
Fe ₂ O ₃	5,03	5,07	3,23	4,71	3,38	3,02	2,69	8,70	4,16	4,73	5,25	4,68	5,13	3,45	3,88	6,20	5,82
FeO	7,25	10,55	7,35	7,91	6,81	7,72	4,13	5,47	9,82	9,48	8,38	7,16	6,54	8,44	8,71	4,91	4,11
MnO	0,18	0,22	0,21	0,19	0,14	0,18	0,07	0,15	0,25	0,30	0,21	0,19	0,16	0,20	0,17	0,12	0,02
MgO	2,74	3,77	6,32	7,11	6,94	7,67	5,31	9,49	5,22	5,98	5,40	5,82	9,80	7,95	8,14	7,35	7,28
CaO	9,31	8,38	13,30	11,65	12,25	9,22	14,67	11,34	8,90	9,35	11,75	11,03	7,94	10,72	10,51	11,87	13,27
Na ₂ O	5,52	3,29	2,66	2,34	2,20	2,70	0,30	2,00	2,75	3,35	3,95	2,48	2,43	2,45	2,63	2,92	2,16
K ₂ O	0,10	2,68	0,58	0,46	0,56	1,65	0,17	0,66	1,50	0,60	0,17	1,51	1,50	0,72	1,14	0,66	0,65
P ₂ O ₅	0,60	1,48	0,18	0,12	0,14	0,17	0,14	0,18	Сл.	0,20	0,17	0,09	0,12	0,07	0,11	0,22	0,11
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	0,06	0,06	—	—	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,04	0,04	0,06	0,05	—	0,03	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,97	1,78	2,89	1,05	2,54	3,06	3,45	2,42	3,25	2,83	4,79	3,67	1,16	0,63	1,23	2,55	1,29
H ₂ O	0,09	0,33	0,58	0,89	0,21	0,75	0,38	—	0,23	2,08	1,84	0,27	0,38	0,74	0,37	0,71	0,23
S _{общ}	0,48	0,20	0,27	0,13	0,20	0,07	0,09	0,95	0,37	—	—	0,38	—	—	—	—	—

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

a	12,3	11,6	6,9	5,8	5,7	8,5	1,1	5,7	8,8	8,3	9,3	8,2	7,5	6,4	7,0	7,5	6,0
c	3,1	3,6	5,9	6,5	7,4	5,9	17,8	11,0	7,7	4,8	3,8	4,4	6,5	7,4	6,0	7,3	10,6
b	24,1	28,8	31,1	31,0	29,3	28,5	20,7	29,5	26,7	30,4	33,1	32,5	30,1	30,3	35,0	30,5	28,5
s	60,5	56,0	56,1	56,7	57,6	57,1	60,4	53,8	56,8	56,5	53,8	54,9	55,7	56,1	52,0	54,7	54,9
f'	46,8	52,7	32,2	37,4	32,9	35,3	35,2	30,4	51,3	44,0	39,2	36,6	35,3	36,9	46,5	33,7	32,7
m'	18,9	23,0	34,4	38,4	40,5	45,9	50,6	57,7	34,7	33,8	28,2	32,6	54,4	44,6	36,8	41,7	45,3
c'	34,3	24,3	33,4	24,2	26,6	18,8	14,2	11,9	14,0	22,2	32,6	30,8	10,3	18,5	17,0	24,9	22,0
n	98,9	64,6	88,0	88,5	85,4	71,0	71,4	83,0	73,8	90,0	97,0	71,4	71,1	83,8	77,8	87,1	83,5
t	2,6	5,7	1,8	1,7	2,9	1,7	0,9	0,8	3,0	2,4	2,7	2,0	1,1	1,0	1,0	1,6	1,0
φ	17,5	15,7	8,8	12,8	10,0	9,1	13,0	11,4	14,0	13,2	13,9	13,2	14,4	9,8	24,0	17,7	18,3
Q	-6,7	-14,8	-7,5	-4,7	-3,6	-8,7	+0,8	-15,0	-11,7	-8,4	-14,8	-11,0	-9,9	-8,1	-16,3	-13,0	-12,9
F	81,9	80,4	62,5	64,3	59,6	58,2	56,2	60,0	72,9	70,2	71,6	67,0	54,2	60,2	60,3	60,0	58,2

3. Нормативные составы (в вес. %) по СІРW (Заварицкий, 1960)

Орг	0,6	16,3	3,3	3,3	3,3	10,0	1,1	0,4	8,9	3,3	1,1	8,4	9,4	3,8	7,0	4,5	3,9
Аб	47,7	27,9	23,6	19,9	18,9	23,9	2,9	18,1	24,3	29,3	34,1	20,6	21,5	20,7	22,6	25,9	17,9
Ан	12,8	14,2	24,4	26,9	30,5	24,1	63,6	42,9	30,4	20,2	15,3	32,7	28,2	30,0	27,3	29,1	39,7
Ди	24,6	18,7	35,2	25,6	25,0	17,8	7,8	9,4	12,3	22,5	37,6	17,9	10,4	18,9	19,5	20,1	17,6
Гип	0,5	—	0,9	13,4	12,9	6,3	14,6	2,5	—	10,6	—	—	—	11,4	7,0	0,9	1,3
Ол	—	6,7	4,5	—	—	10,7	—	12,1	13,3	3,7	3,3	8,7	20,6	8,4	9,3	8,4	10,1
Кв	1,2	—	—	1,7	0,5	—	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ рудн.	11,3	14,8	7,8	8,9	8,6	6,9	5,4	13,9	10,8	10,1	11,4	11,4	9,6	6,5	7,0	10,8	9,2
Ап	0,7	1,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

«Габбро-диориты» и гибридные породы

Ветви интрузии	Северо-восточная				Юго-западная					Северо-западная		
	(8)*	269	214	218	60	19	30	35	(13)*	520	521	(4)*

I. Результаты химических анализов

SiO ₂	45,60	42,96	49,16	49,89	47,98	47,60	62,89	77,44	47,68	46,24	47,60	46,96
TiO ₂	0,15	2,64	1,70	2,95	1,12	0,65	0,66	0,10	1,40	1,10	0,95	1,41
Al ₂ O ₃	14,47	14,88	14,57	13,46	15,69	17,33	10,09	8,26	14,51	13,43	16,92	15,16
Fe ₂ O ₃	6,34	2,82	1,90	3,03	2,75	2,58	Н.о.	3,01	4,36	4,54	3,02	4,11
FeO	7,94	10,00	8,90	9,64	7,32	7,48	7,27	1,56	7,77	7,47	7,90	8,67
MnO	0,16	0,15	0,15	0,19	0,27	0,11	0,15	Н.о.	0,20	0,29	0,22	0,26
MgO	4,56	4,34	4,77	3,82	7,51	6,39	5,22	0,20	6,41	6,43	6,87	6,12
CaO	10,80	9,50	13,38	7,50	9,90	10,44	6,67	0,56	10,22	13,30	8,93	10,12
Na ₂ O	2,91	3,72	2,86	3,50	2,10	2,31	2,02	0,28	2,73	2,30	2,40	2,82
K ₂ O	1,27	2,04	0,58	-2,79	1,50	1,35	1,15	5,60	1,20	1,33	1,90	1,33
P ₂ O ₅	0,38	1,56	0,32	0,97	0,20	0,05	0,17	0,17	0,21	0,20	0,13	0,18
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	Сл.	0,01	0,13	0,02	0,03	Н.о.	—	—	0,07	—
V ₂ O ₅	—	—	—	0,02	—	—	0,04	0,04	—	—	—	—
П. п. п.	3,88	2,10	2,63	2,47	3,05	3,11	3,21	2,29	2,91	2,15	2,50	2,92
H ₂ O	0,72	0,10	—	0,31	—	0,18	1,30	0,25	0,37	0,67	0,08	0,23
Собщ	3,18	2,70	0,24	0,13	0,10	—	0,29	1,78	0,51	—	—	0,37

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

<i>a</i>	8,8	11,3	7,2	11,9	7,1	7,4	6,0	8,5	7,9	7,1	8,4	8,3
<i>c</i>	5,9	5,0	6,2	3,2	7,3	8,5	3,6	0,7	5,9	5,6	7,6	3,6
<i>b</i>	30,1	28,4	28,7	24,7	28,2	26,3	20,0	5,1	29,5	33,2	26,6	29,4
<i>s</i>	55,2	55,3	57,9	60,2	57,4	57,8	70,4	85,7	56,7	54,1	57,4	56,0
<i>f'</i>	45,9	45,6	36,1	49,0	35,1	37,8	34,7	77,9	39,5	34,3	40,4	42,2
<i>m'</i>	27,2	28,1	28,5	26,3	46,6	43,6	43,3	6,5	37,6	33,2	45,6	36,3
<i>c'</i>	26,9	26,3	35,4	24,7	18,3	18,6	22,0	a-15,6	22,9	32,6	14,0	21,5
<i>n</i>	77,0	72,4	80,0	65,1	68,0	72,2	71,1	7,8	72,2	72,4	65,7	76,3
<i>t</i>	0,3	2,1	2,5	4,4	1,7	1,0	0,9	—	2,2	1,8	1,5	2,2
φ	13,8	8,9	5,8	10,6	8,7	8,9	—	49,4	13,2	11,8	10,1	12,4
<i>Q</i>	-13,1	-17,0	-16,4	-6,6	+6,7	-7,9	+25,2	+52,3	-8,3	-11,4	-9,7	-10,9
<i>F</i>	75,5	74,7	73,9	77,4	57,4	61,2	58,4	95,8	65,0	65,2	62,2	70,0

3. Нормативные составы (вес. %) по СИРВ (Заварицкий, 1960)

Орг	7,8	12,7	3,5	17,7	8,9	8,4	7,2	36,4	7,8	8,3	11,6	7,8
Аб	25,6	29,8	24,8	31,4	18,1	20,2	19,4	2,1	24,0	20,4	21,0	24,3
Ан	22,7	21,9	25,6	13,8	29,3	34,3	14,2	8,0	24,1	23,3	31,5	26,0
Дц	22,1	8,9	31,9	11,6	15,8	9,9	14,9	1,2	20,9	32,1	10,9	19,4
Гип	3,6	—	—	12,0	12,6	14,5	18,4	—	8,2	—	8,3	2,2
Ол	—	9,7	—	5,5	5,5	5,7	—	—	3,4	6,3	8,2	9,7
Кв	1,4	—	—	—	—	—	23,6	48,8	—	—	—	—
Σруди.	16,5	13,8	10,7	10,5	10,5	5,1	2,0	3,2	10,9	9,3	8,2	9,8
Ап	0,3	3,8	2,8	0,3	0,3	1,9	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7

Такситовые габбро-долериты

Ветви ин- трузии	Северо-восточная					Юго-западная					Северо-западная					Хараклакская				
	225	274	275	260	(9)*	506	507	29	63	(11)*	479	484	488	512	(14)*	605	620	658	679	691
<i>1. Результаты химических анализов</i>																				
SiO ₂	37,65	39,84	39,28	40,78	41,55	41,18	41,59	45,34	42,78	42,34	44,19	48,56	45,02	44,82	41,64	43,34	42,15	45,08	45,12	46,88
TiO ₂	0,73	0,88	1,04	1,04	0,94	0,86	0,81	1,09	0,90	0,68	0,70	1,18	0,90	0,66	0,95	0,66	0,80	0,92	0,45	0,72
Al ₂ O ₃	12,34	11,41	12,60	13,25	14,27	9,88	11,67	16,42	10,53	14,98	15,94	14,80	14,70	14,08	14,76	14,54	14,97	15,30	15,20	18,90
Fe ₂ O ₃	12,68	5,94	7,36	8,73	6,77	7,24	5,91	5,19	3,69	5,02	4,35	1,65	6,58	3,90	4,38	3,53	6,31	3,73	0,54	1,66
FeO	10,14	12,43	11,60	11,21	10,00	10,22	11,42	8,63	9,76	9,64	10,55	8,70	8,12	8,83	9,60	8,63	8,04	7,53	9,84	7,75
MnO	0,19	0,20	0,20	0,21	0,18	0,37	0,19	0,18	0,18	0,14	0,19	0,18	0,20	0,20	0,15	0,15	0,18	0,16	0,20	0,24
MgO	8,99	13,05	9,29	8,80	9,42	15,78	15,29	7,03	15,46	10,53	8,08	7,84	8,00	12,11	8,74	12,68	11,76	8,37	7,25	6,76
CaO	9,10	7,84	8,70	8,94	9,34	7,05	7,49	9,34	11,36	10,04	8,98	10,75	9,08	8,83	11,36	9,20	7,87	12,40	12,34	9,75
Na ₂ O	1,24	1,40	1,80	1,60	1,57	1,19	1,38	2,19	1,10	1,76	1,73	2,19	1,90	1,39	1,48	1,63	1,65	2,17	2,27	2,59
K ₂ O	0,43	0,55	0,55	0,40	0,54	0,26	0,45	0,53	0,50	0,56	1,06	1,06	1,12	0,53	0,89	0,71	0,71	0,57	0,63	1,18
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,15	0,12	0,19	0,16	0,19	—	0,16	0,17	0,18	0,14	0,10	0,10	0,08	0,10	0,10	0,16	0,08
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,50	0,19	0,01	0,16	0,02	0,03	0,03	0,03	0,26	0,03	0,09	0,03	0,04	0,05	0,02
V ₂ O ₅	0,03	—	—	—	—	0,08	0,04	0,03	—	—	0,05	0,09	—	0,09	—	—	—	—	—	—
П. л. п.	4,37	4,44	4,32	3,29	3,22	4,51	3,41	2,98	2,74	2,33	3,54	2,93	3,57	4,19	3,75	4,21	4,97	2,74	3,79	4,42
H ₂ O	0,52	2,83	1,91	1,62	0,19	0,76	0,39	1,18	—	0,48	0,42	0,36	2,06	1,06	0,08	3,16	3,98	0,51	0,18	3,14
S _{общ}	5,94	—	—	—	0,76	2,46	2,91	1,18	—	0,84	2,45	0,16	—	0,77	0,98	0,80	2,01	0,22	1,46	0,06

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

<i>a</i>	3,4	4,0	5,1	4,3	4,4	2,9	3,8	5,8	3,2	4,8	5,6	6,5	6,1	3,9	4,8	4,7	4,9	5,8	6,2	6,5
<i>c</i>	7,2	5,8	6,5	7,2	7,8	5,0	5,1	8,8	5,6	5,6	8,5	6,8	7,2	7,7	7,8	7,5	8,0	7,6	7,6	8,5
<i>b</i>	43,0	43,6	40,0	39,0	37,2	45,5	46,2	29,7	41,0	39,3	32,0	29,9	32,5	36,2	35,1	37,3	36,5	33,2	31,7	29,2
<i>s</i>	46,5	46,6	48,4	49,5	50,6	46,6	44,9	55,7	50,2	50,3	53,9	56,8	54,2	52,2	52,3	50,5	50,6	53,4	54,5	55,8
<i>f'</i>	51,2	39,5	46,2	49,1	43,9	34,9	32,6	46,5	31,1	35,4	44,8	33,5	43,3	33,1	38,6	31,4	37,7	32,5	33,2	45,8
<i>m'</i>	37,9	51,6	41,8	40,1	45,1	57,7	52,4	42,5	65,0	46,8	45,3	44,8	43,3	57,8	43,2	58,4	56,9	43,9	40,8	41,3
<i>c'</i>	10,9	8,9	12,0	10,8	11,0	7,4	15,0	11,0	20,9	17,8	9,9	21,7	13,4	9,1	18,2	10,3	5,4	23,7	25,9	12,9
<i>n</i>	82,6	79,3	82,9	86,7	83,9	86,4	86,4	87,5	78,4	82,5	69,2	74,5	72,1	82,1	70,6	77,7	77,9	85,3	84,6	81,9
<i>t</i>	1,4	1,5	2,0	1,6	1,6	1,5	1,5	1,8	1,5	1,3	1,2	1,8	1,5	1,2	7,1	1,1	1,4	1,5	0,7	1,5
Φ	26,9	11,7	16,7	19,9	16,6	13,2	10,2	16,6	7,8	11,1	12,6	5,1	17,9	9,3	11,2	8,2	15,2	9,9	1,5	13,0
<i>Q</i>	-21,1	-20,6	-14,8	-16,8	-15,5	-17,6	-22,9	-9,0	-11,6	-14,6	-12,9	-6,2	-11,0	-11,1	-12,8	-15,9	-16,4	-12,3	-11,1	-9,9
<i>F</i>	71,7	58,6	67,1	69,3	64,1	52,7	53,1	66,8	46,4	60,3	64,8	57,1	66,8	51,2	61,7	48,9	54,8	57,6	58,2	58,0

3. Нормативные составы (вес. %) по СРРВ (Заварицкий, 1960)

Орт	2,2	3,7	3,3	2,3	2,8	1,7	2,6	2,8	2,9	3,5	6,7	6,7	6,1	3,5	5,9	4,2	4,2	3,6	3,3	7,6
Аб	10,3	13,1	13,7	14,6	13,2	10,0	10,3	18,4	9,7	15,6	14,6	18,6	11,6	13,1	13,1	14,3	14,9	19,1	19,4	22,7
Ан	27,5	21,3	26,2	29,8	32,3	20,9	21,8	34,4	23,3	32,4	33,2	28,2	29,1	32,6	33,2	31,3	32,4	31,3	29,5	37,2
Ди	14,9	15,8	14,6	14,4	13,8	13,8	22,1	9,3	28,4	14,5	9,2	21,2	13,4	10,8	19,9	12,4	0,4	25,4	24,4	10,0
Гяп	12,6	5,4	4,3	9,2	9,1	23,9	—	19,1	—	1,3	12,9	10,9	22,6	27,0	0,9	6,2	22,6	—	8,6	—
Ол	5,5	27,7	18,2	14,5	14,2	11,4	27,3	2,8	28,0	21,9	10,4	8,8	—	—	16,7	22,9	9,4	12,3	8,3	17,3
Кв	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2,5	—	—	—	—	—	—
Эрудн.	27,0	13,0	18,7	15,2	14,6	18,2	16,6	12,5	7,6	10,5	12,7	5,3	11,4	10,2	10,3	8,4	15,8	8,0	5,9	4,9
Ап	—	—	—	—	—	0,3	0,3	0,7	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,6	0,3

Таллахиты (такситовые габбро-долериты)

Ветви интрузии	Северо-восточная			Юго-западная				Северо-западная			Хараелахская			
	№ хим. анализа	283	284	296	27	28	38	39	478	441	515	623	656	662

I. Результаты химических анализов

SiO ₂	42,16	43,80	39,72	35,89	39,78	36,67	44,36	39,98	44,86	40,39	42,88	45,62	44,14	45,52
TiO ₂	0,92	0,85	1,06	0,66	0,85	0,42	0,85	0,32	0,74	1,27	0,68	0,60	0,72	0,62
Al ₂ O ₃	14,05	14,08	7,24	7,40	11,99	8,70	14,67	10,09	17,85	13,86	11,53	19,44	15,54	19,19
Fe ₂ O ₃	5,45	4,56	6,03	10,58	10,45	9,19	4,34	4,69	1,54	8,71	3,66	5,82	4,02	2,77
FeO	10,19	10,54	7,91	8,09	9,57	9,38	9,93	10,28	8,19	10,64	9,48	4,11	8,30	6,21
MnO	0,40	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,14	0,22	0,17	0,21	0,17	0,02	0,28	0,14
MgO	8,30	10,36	24,70	19,91	7,43	15,35	10,62	19,01	7,66	7,81	9,72	7,28	8,38	8,00
CaO	10,87	9,59	4,56	4,44	8,44	6,81	9,76	6,66	2,30	8,66	9,96	13,27	11,80	9,89
Na ₂ O	1,60	1,88	0,53	0,52	1,65	0,57	1,57	0,72	1,05	1,87	1,69	2,16	1,76	1,76
K ₂ O	0,90	0,26	0,27	0,32	1,02	0,33	0,48	0,22	0,11	0,54	0,66	0,65	0,78	1,40
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,09	0,19	0,18	0,22	0,18	0,10	0,03	0,18	0,13	0,11	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,46	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	—	0,02	0,03	—	—	0,02
V ₂ O ₅	0,02	0,01	—	0,03	0,03	0,02	0,02	0,10	—	0,06	—	—	—	—
П. п. п.	3,06	3,05	7,02	9,30	4,38	8,49	3,22	7,19	3,94	3,75	3,17	1,29	2,40	4,19
H ₂ O	0,35	0,18	0,86	1,63	0,54	2,33	0,59	0,67	0,61	0,55	2,36	—	0,48	3,50
С _{общ}	3,96	1,92	0,25	2,80	4,24	3,06	1,32	1,33	—	4,00	1,57	—	2,25	0,07

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

<i>a</i>	5,2	4,7	1,4	1,6	5,6	2,0	4,3	1,7	7,1	5,3	4,9	6,0	5,2	6,4
<i>c</i>	7,2	7,2	3,8	4,6	5,9	5,6	7,8	5,8	9,3	7,3	5,7	10,7	8,2	10,7
<i>b</i>	36,6	36,8	51,8	48,8	38,6	44,7	35,9	47,6	28,1	37,1	37,4	28,5	33,6	26,1
<i>s</i>	51,0	51,3	43,0	45,0	49,9	47,7	52,0	44,9	55,5	50,3	52,0	54,9	52,9	56,7
<i>f'</i>	41,4	38,7	23,1	22,3	51,4	25,8	37,2	28,8	35,4	51,0	34,6	32,7	35,9	34,9
<i>m'</i>	40,4	48,7	75,4	75,1	35,2	65,7	50,8	66,4	49,7	38,2	46,4	45,3	44,0	56,2
<i>c'</i>	18,2	12,6	1,5	2,6	13,4	8,5	12,0	4,8	14,9	10,8	19,0	22,0	20,0	8,9
<i>n</i>	72,2	91,2	72,7	72,7	71,1	76,9	83,9	84,6	76,9	86,1	79,6	83,5	77,4	65,6
<i>i</i>	1,5	1,4	2,1	1,4	1,6	0,8	1,5	0,6	1,2	2,3	1,2	1,0	1,2	1,0
<i>φ</i>	13,3	10,9	9,4	20,1	25,3	20,1	10,4	8,2	5,1	21,3	8,8	18,3	10,7	9,8
<i>Q</i>	-16,6	-14,0	-20,6	-17,8	-17,3	-14,2	-12,4	-19,5	-12,4	-17,3	-11,6	-12,9	-12,8	-10,1
<i>F</i>	65,3	59,4	36,0	48,3	72,7	53,3	57,4	44,1	56,1	71,2	57,9	61,1	59,4	52,9

3. Нормативные составы (вес. %) по СІРW (Заварицкий, 1960)

Орт	5,7	1,7	1,7	1,9	6,1	2,4	2,8	1,1	6,7	2,7	4,4	4,4	5,0	8,7
Аб	14,0	4,2	16,7	5,2	14,4	6,2	13,8	6,8	20,4	15,2	15,2	18,9	15,7	15,9
Ав	28,9	17,7	30,4	18,8	25,0	22,0	31,9	24,9	38,5	27,2	23,5	42,2	32,2	41,1
Ди	19,9	7,6	14,7	4,0	12,7	12,8	13,6	8,2	11,2	21,3	18,4	10,1	21,5	7,4
Гип	5,5	23,1	9,1	28,4	12,0	23,3	14,1	18,4	—	—	23,9	11,1	2,3	10,5
Ол	8,4	33,8	14,7	18,5	4,3	14,6	13,1	29,9	19,1	11,2	2,6	3,5	10,8	10,9
Кв	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σрудн	17,0	11,9	12,0	22,9	25,2	18,0	10,4	10,7	3,1	22,1	11,7	9,5	12,2	5,5
Ап	0,7	—	0,3	0,3	0,3	0,7	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

Габбро (в том числе оливиновые и кварцевые)

Ветви интрузии	Северо-вос- точная		Юго-западная		Северо-западная			Хараелахская			
	№ хим. анализа	219	278	5	542	514	416	(8)*	604	673	689

I. Результаты химических анализов

SiO ₂	48,46	44,71	48,60	45,48	40,62	43,84	44,06	42,40	42,64	49,02	45,90
TiO ₂	1,71	3,34	1,18	0,76	0,70	0,49	0,72	0,55	0,80	1,38	1,04
Al ₂ O ₃	13,71	13,84	14,46	18,97	13,38	20,25	18,81	19,75	14,33	14,38	20,12
Fe ₂ O ₃	3,83	4,11	3,33	1,17	9,77	2,72	3,00	3,10	4,48	3,66	2,58
FeO	9,69	11,60	8,31	9,91	10,57	5,98	6,85	6,03	7,11	11,60	6,57
MnO	0,21	0,25	0,16	0,16	0,22	0,10	0,18	0,09	0,15	0,28	0,23
MgO	6,33	3,58	7,21	5,38	6,06	8,48	6,60	8,15	11,00	4,85	4,97
CaO	9,78	9,22	10,62	11,62	9,25	11,48	11,13	11,63	12,81	7,10	9,79
Na ₂ O	2,65	3,40	2,46	2,00	1,60	1,52	1,98	1,50	1,16	3,07	3,10
K ₂ O	1,14	1,49	0,48	1,05	0,62	1,14	1,30	1,17	0,80	1,11	1,40
P ₂ O ₅	0,40	1,37	0,32	0,10	0,17	0,14	0,19	0,09	0,08	0,21	0,12
Cr ₂ O ₃	0,01	Сл.	Сл.	—	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,11	0,02
V ₂ O ₅	0,08	0,04	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,37	2,92	2,73	3,02	4,27	3,05	3,76	4,72	4,51	3,11	4,49
H ₂ O	0,59	0,72	—	2,18	0,27	0,18	0,35	2,20	—	2,24	—
S _{общ}	0,24	0,53	0,14	—	4,07	—	0,59	1,04	0,85	0,06	0,05

2. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

a	7,4	17,7	6,2	6,4	4,8	5,5	7,0	5,5	3,8	8,7	9,7
c	1,8	с—0,9	6,7	10,6	7,4	12,0	10,4	11,9	7,9	5,6	9,8
b	33,8	29,9	29,9	26,0	36,6	27,6	26,3	28,4	38,0	26,7	22,3
s	57,0	51,5	57,2	57,0	51,2	54,9	56,3	54,2	50,3	58,9	58,2
f'	37,9	44,4	37,0	43,4	55,6	32,0	35,7	32,9	28,8	55,8	43,2
m'	31,8	36,0	41,5	38,2	30,8	57,0	47,1	53,7	50,1	31,8	42,4
c'	30,3	19,6	21,5	18,4	13,6	11,3	17,2	13,4	21,1	12,4	14,4
n	75,9	35,6	88,6	74,4	81,3	65,9	62,6	66,1	68,8	80,8	77,0
t	2,5	5,2	1,8	0,7	1,3	0,8	1,2	1,0	1,4	2,1	1,7
φ	9,8	8,4	9,9	4,0	24,8	9,2	7,5	10,3	10,3	12,1	11,0
Q	—2,4	—33,3	—4,8	—9,3	—14,6	—13,2	—11,8	—14,5	—15,0	—5,1	—9,6
F	68,1	81,3	40,9	60,0	67,2	76,9	50,6	52,6	52,2	76,0	65,0

3. Нормативные составы (вес. %) по CIPW (Заварицкий, 1960)

Орт	7,4	8,9	2,8	6,1	3,5	7,4	7,9	8,0	5,5	6,8	8,9
Аб	21,8	28,7	21,5	11,8	13,7	13,1	17,8	13,3	10,5	26,7	27,0
Ан	22,7	17,8	27,5	39,8	28,5	47,1	39,6	45,2	32,2	22,4	37,5
Ди	19,8	16,2	18,6	14,1	14,3	8,4	12,9	11,4	23,1	10,4	10,2
Гип	16,4	11,6	20,8	—	15,3	—	—	—	2,1	24,9	—
Ол	1,1	—	—	16,2	—	18,3	13,5	14,2	15,6	—	8,7
Кв	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—
Σрудн	9,9	13,4	8,1	3,1	23,4	5,4	7,6	7,6	11,0	8,5	7,4
Ап	1,0	3,4	0,7	0,3	0,3	0,3	0,7	0,3	—	0,3	0,3

Изменение химизма расплава находит также отражение в постепенном уменьшении длин векторов (уменьшается числовая характеристика m' и возрастает c') и увеличении их угла наклона относительно оси Sb в верхних частях диаграммы благодаря концентрации силикатных элементов в верхних горизонтах интрузии.

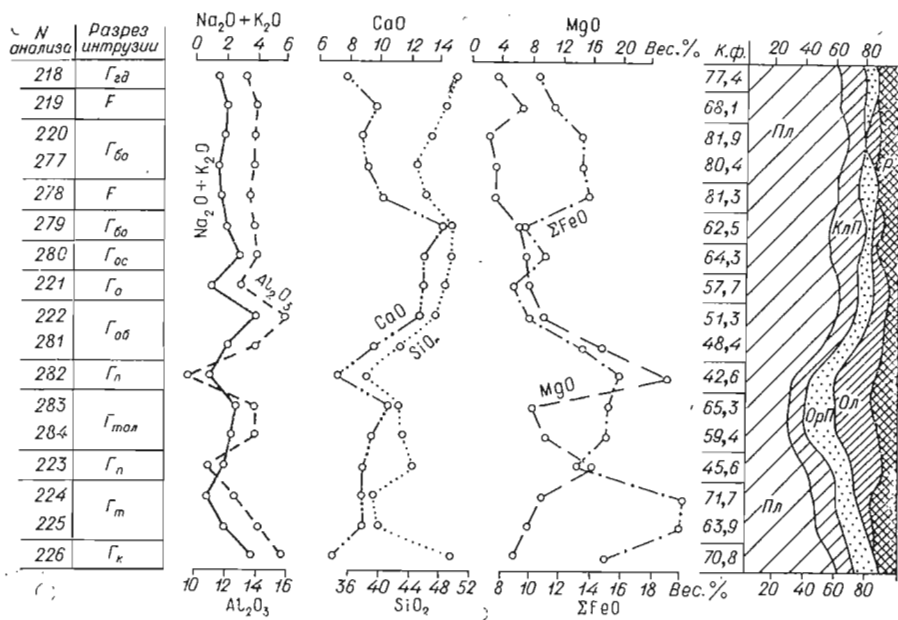


Рис. 24. Вариационная диаграмма содержаний главных окислов и породообразующих минералов в дифференциатах Северо-восточной ветви Талнахской интрузии (объяснение в тексте).

Породы интрузии: Г_{эд} — габбро-диорит; Г — габбро; Г_{бо} — безоливиновый габбро-долерит; Г_{ос} — оливинсодержащий; Г_о — оливиновый; Г_{об} — оливин-биотитовый; Г_п — пикритовый; Г_т — такситовый габбро-долерит; Г_{тол} — таллахит; Г_к — контактовый габбро-долерит.

Характер изменения других петрохимических величин также подчеркивает близость процесса дифференциации расплава в Талнахской и других расслоенных интрузиях Норильского района. В направлении дифференциации здесь также происходит увеличение параметра *a* быстрее, чем *c*, так что отношение *a*:*c* все время увеличивается и достигает макси-

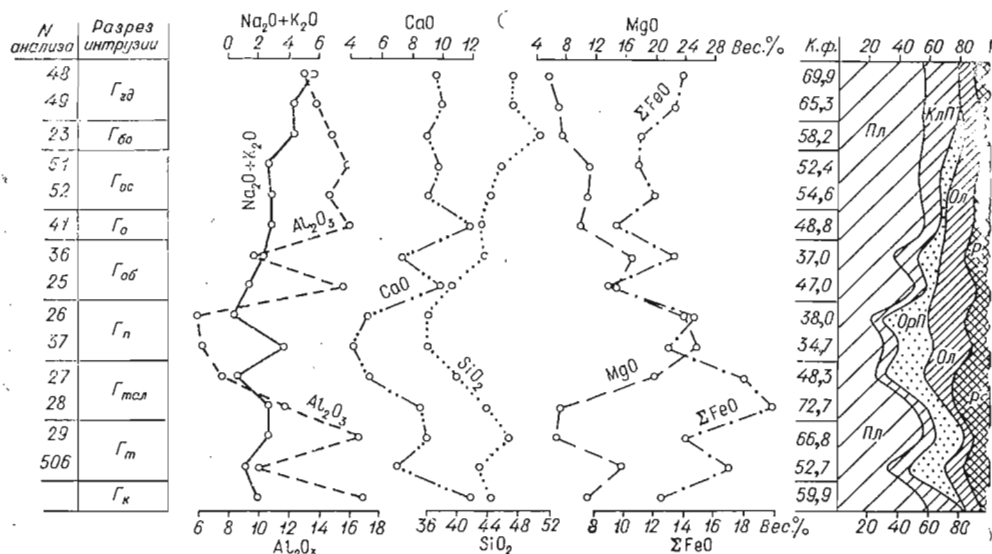


Рис. 25. Вариационная диаграмма содержаний главных окислов и породообразующих минералов в дифференциатах Юго-западной ветви Талнахской интрузии (см. обозначения к рис. 24, объяснение в тексте).

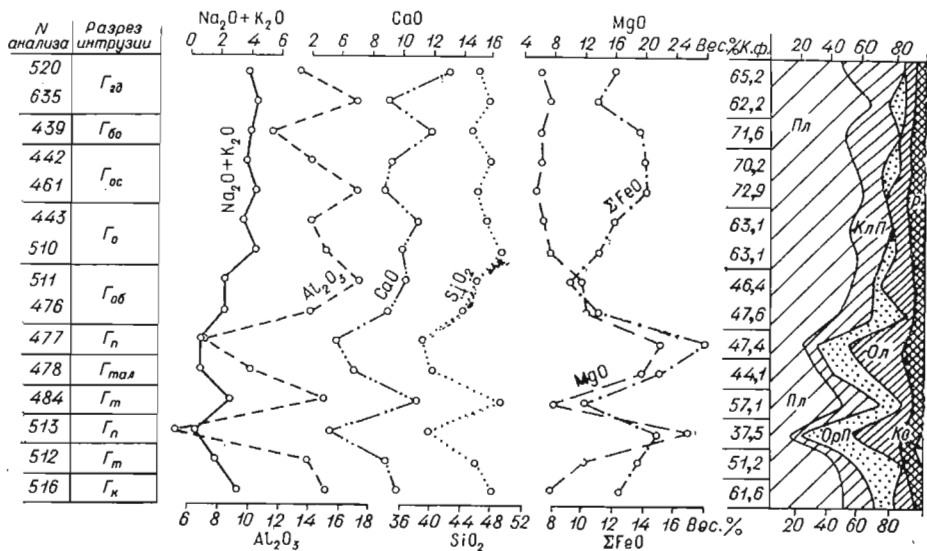


Рис. 26. Вариационная диаграмма содержаний главных оксидов и породообразующих минералов в дифференциатах Северо-западной ветви Талнахской интрузии (см. обозначения к рис. 24, объяснение в тексте).

мальных значений на конечных этапах кристаллизации. Одновременно возрастает величина s от 35,5—48,6 в пикритовых габбро-долеритах, которые максимально недосыщены SiO_2 ($Q = -39,8$), до 52,0—60,5 в верхних горизонтах, иногда даже содержащих избыток кремнекислоты в виде свободного кварца в бесоливиновых габбро-долеритах ($Q = +0,8$).

Составы основных пегматоидов (такситовых габбро-долеритов, талнахитов и габбро) вынесены на отдельную диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 29). При сравнении диаграмм для расслоенной серии пород (см. рис. 28) и для основных пегматоидов (см. рис. 29) легко обнаруживается их внешнее сходство: точки составов располагаются вдоль оси Sb в широком интервале значений b (для основных пегматоидов интервал значений $b = 22,3—52,8$).

Но если в первом случае характер распределения точек составов отражает процесс дифференциации магматического расплава, то для основных пегматоидов устанавливается другая причина — взаимосвязь с составами вмещающих пород.

В соответствующих разделах работы дано описание морфологии и генезиса основных пегматоидов Талнаха, образовавшихся как и такситы других дифференцированных интрузий Норильского района, при повторном переплавлении пород расслоенной серии. Возникающие при этом пегматоиды сохраняют целый ряд петрохимических признаков исходных пород.

Если совместить диаграмму пегматоидных пород (см. рис. 29) с диаграммой пород расслоенной серии (см. рис. 28), то нетрудно заметить, что точки составов так называемых нижних такситовых габбро-долеритов располагаются среди точек составов нижних дифференциатов интрузии (пикритовых, оливин-биотитовых и отчасти оливиновых и контактовых габбро-долеритов), а верхние такситовые габбро-долериты и габбро, соответственно, образуют рой точек среди точек составов верхних дифференциатов. Интересно при этом поведение векторов пегматоидных габбро-долеритов. В большинстве своем они значительно сильнее отклонены от оси Sb и пересекают векторы пород расслоенной серии, но иногда полностью с ними совпадают. Это зависит, в первую очередь, от степени переработки вмещающих пород в пегматоидные породы и привноса — выноса некоторых породообразующих оксидов.

Для оценки этого процесса средние составы некоторых дифференциатов и ассоциирующих с ними пегматоидов Талнахской интрузии были пересчитаны по методу Т. Барта (Авидон, 1968). Полученные формулы пород, а также цифры привноса — выноса основных породообразующих окислов для соответствующих пар приведены в табл. 36. На рис. 30 этот табличный материал изображен для основных окислов графически в процентном отношении к формульным коэффициентам исходных пород, что позволяет количественно оценить процесс их изменения при преобразовании в пегматоиды.

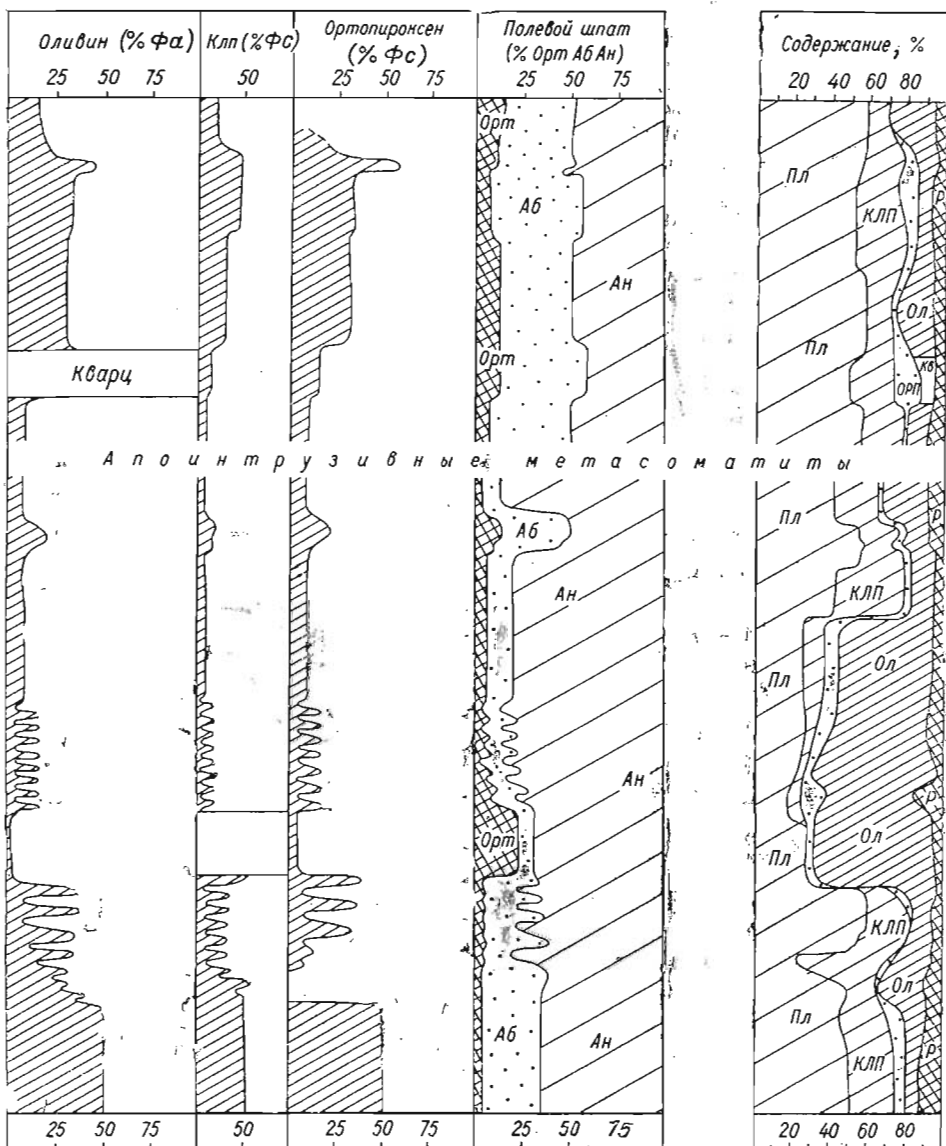
Судя по графику, наибольшему изменению подвергаются пикритовые габбро-долериты, из которых в процессе преобразования в такситовые габбро-долериты и талнахиты выносятся значительное количество (до 50—70 %) магния и в которые привносятся в большом количестве алюминий и кальций при относительной инертности кремния и железа. При изменении других дифференциатов величина привноса — выноса большинства породообразующих компонентов невелика. Так, для пары контактовые — такситовые габбро-долериты значителен лишь привнос магния, а оливиновые и особенно безоливиновые габбро-долериты преобразуются в габбро без существенного изменения состава исходной породы.

На образующиеся при кристаллизационной дифференциации минеральные парагенезисы, а следовательно, и на эволюцию базальтового расплава большое влияние оказывает поведение таких породообразующих окислов, как щелочи ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), железо ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) и MgO (Poldervaart, 1950). На рис. 31, а приводится тройная диаграмма, где верхинам соответствуют максимальные содержания этих компонентов. Из диаграммы следует, что в процессе дифференциации происходит обеднение расплава магнием и обогащение железом и щелочами. Здесь же (см. рис. 31, б) нами приводится тройная диаграмма дополнительных числовых характеристик $c' - m' - f'$, которая отражает относительную роль CaO , MgO и FeO в составах фемических минералов Талнахской интрузии. Нетрудно заметить, что характер кристаллизации темноцветных минералов интрузии отражает общий процесс кристаллизации расплава. В начальном этапе кристаллизации выделяются богатые магнием минералы, обогащающиеся железом и кальцием в последующие этапы. Подобная тенденция свойственна и другим дифференцированным интрузиям Сибирской платформы (Годлевский, 1959₁; Виленский, 1967; и др.).

Все многообразие химических составов пород Талнахской интрузии нами пересчитано на средние значения для дифференциатов интрузии в целом и на средневзвешенные для ее отдельных ветвей (табл. 37). Результаты пересчетов нанесены на диаграмму (рис. 32), на которую вынесены также обобщенные данные по составам некоторых интрузий норильского типа. На эту же диаграмму нанесены вариационные линии дифференциации для ветвей Талнахской интрузии, построенные на основе обширного аналитического материала.

Характер вариационных кривых (см. рис. 32), их сходство свидетельствуют об однообразии состава исходного магматического расплава и процессов дифференциации, происходивших в камерах ветвей. Несмотря на локализацию ветвей интрузии в контрастных по составу породах чехла, заметного раскисления или, наоборот, обогащения магнием и кальцием исходного расплава, формирующего ветви интрузии, не наблюдается. Этот вывод хорошо подтверждается близостью средневзвешенных составов ветвей, приведенных в табл. 37 (ан. 10—13).

О химизме исходного расплава, формирующего дифференцированную интрузию, принято судить по ее средневзвешенному составу. Но расчет средневзвешенного состава интрузии в значительной степени зависит, по нашему мнению, от целого ряда субъективных оценок: точной диагностики пород, правильной оценки средней мощности дифференциатов и интрузии, выбора опорных разрезов, количества химических анализов



породообразующих минералов и их содержаний в одном из опорных разрезов (см. обозначения к рис. 24).

ритовый габбро-долерит, цемент — такситовый габбро-долерит до лейкогаббро; з — метасоматит-цемент — апоинтрузивный, метасоматит.

ся по 156 анализам), что не превышает содержания магния в средневзвешенных составах интрузий Норильск-I, г. Черной и близко к таковому для интрузии Норильск-II (см. табл. 37, ан. 17, 22, 20).

На средний состав дифференцированных интрузий существенное влияние могут оказать протовыделения оливина, поступающие с дополнительными порциями расплава из магматического очага. Примером может служить изученная нами ранее Нижнефокинская интрузия (Золотухин, Васильев, 1967), мощный пикритовый горизонт которой сформирован таким образом. В средневзвешенном составе интрузии содержится более 18% MgO, в то время как четкие зоны закалки с протовыделениями оливина как в верхнем, так и нижнем контакте содержат, соответственно, 12, 65 и 14,11% MgO (см. табл. 37, ан. 24—26).

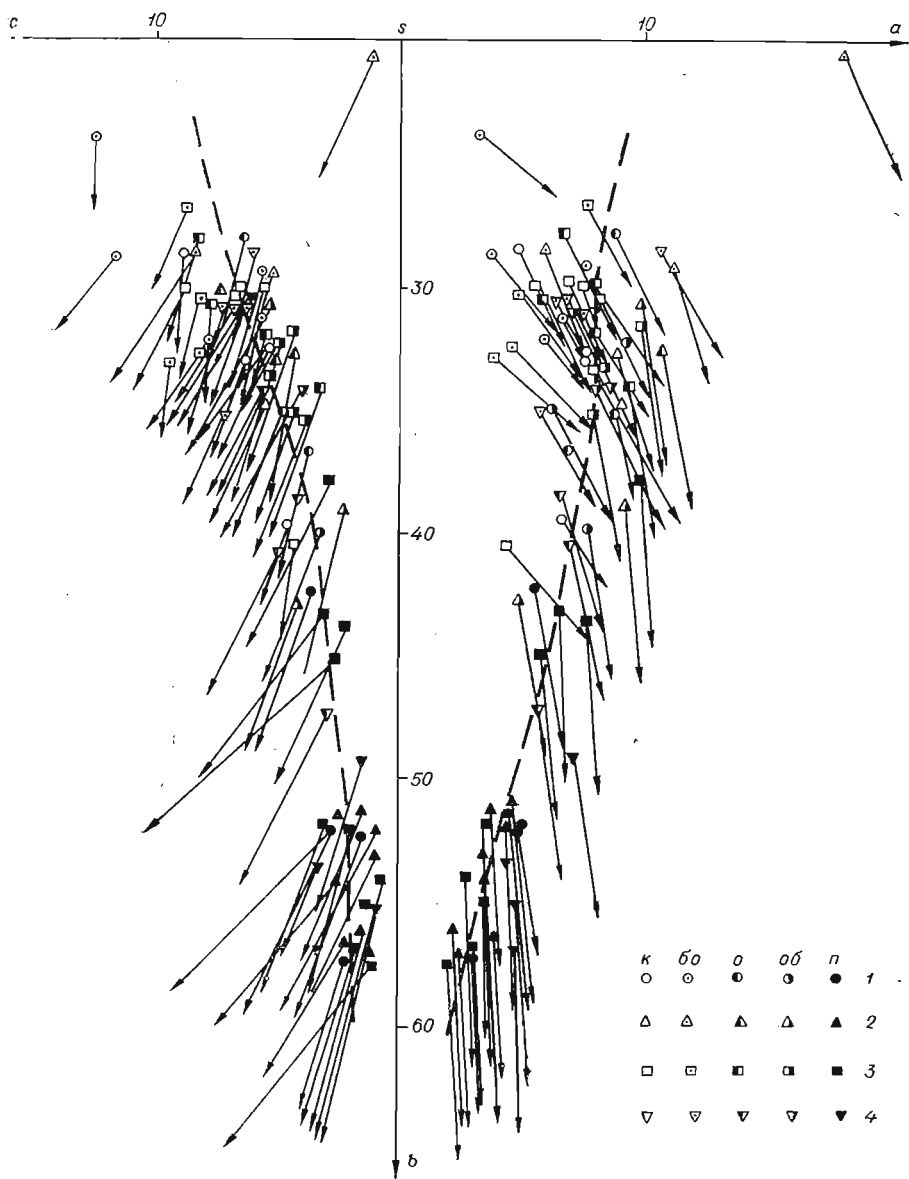


Рис. 28. Диаграмма А. Н. Заварицкого для химических составов пород Талнахской интрузии (по данным табл. 27—32).

Габбро-долериты: к — контактовые; бо — безоливиновые; о — оливинсодержащие и оливиновые; об — оливинбиотитовые; п — пикритовые. Ветви интрузии: 1 — Северо-восточная; 2 — Юго-западная; 3 — Северо-западная, 4 — Хараелакская.

В других дифференцированных интрузиях Норильского района приконтактные зоны закалки отсутствуют, а контактовые габбро-долериты практически не содержат протовыделений оливина, поэтому их роль в формировании пикритовых горизонтов и их влияние на средневзвешенные составы не вполне ясны. По-видимому, состав контактовых габбро-долеритов этих интрузий, в том числе Талнахской, должен в большей степени соответствовать составу первичного магматического расплава, чем средневзвешенный, но процессы такситизации, оруденения и постмагматических изменений нередко сильно изменяют их первоначальный состав.

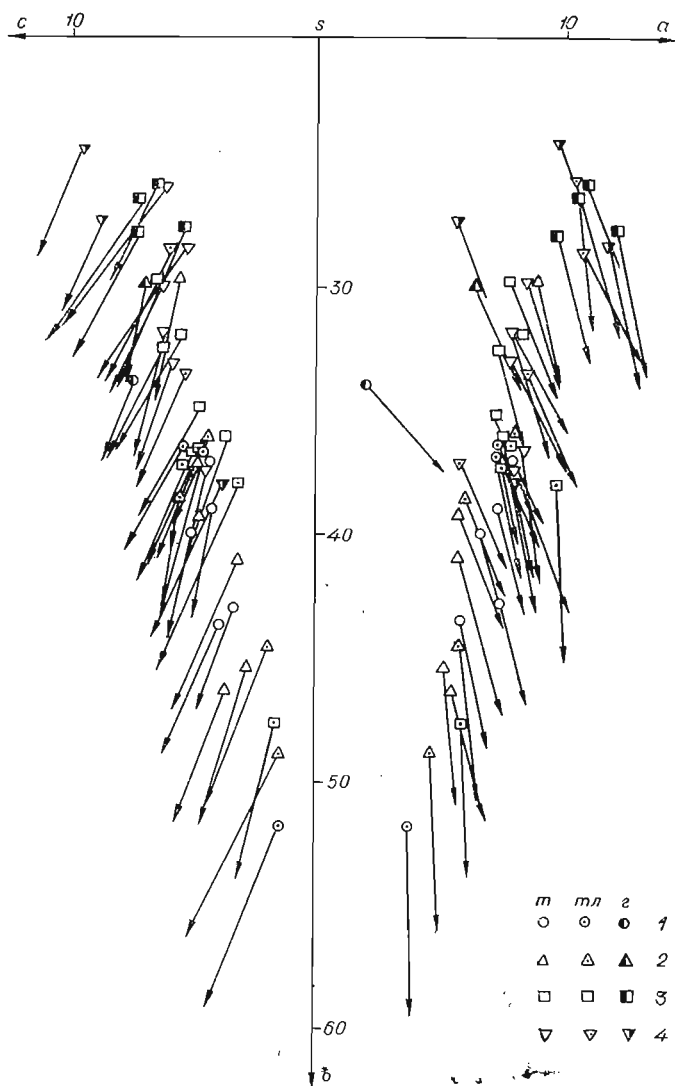


Рис. 29. Диаграмма А. Н. Заварицкого для химических составов основных пегматовидов Талнахской интрузии (по данным табл. 33—35).

1—4 — см. обозначения к рис. 28; т — такситовые габбро-долериты; тл — талнахиты; г — габбро.

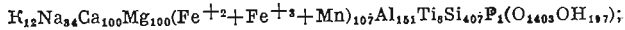
Если судить по средним составам контактовых габбро-долеритов, то Талнахская интрузия сформирована из менее магнезиального расплава, чем другие интрузии Норильского района (см. табл. 37, ан. 1, 19, 21, 23, 25, 26), что противоречит установившемуся мнению о наиболее магнезиальном исходном расплаве, сформировавшем этот массив. К сожалению, в силу указанных выше причин вопрос о составе родоначальной магмы остается пока не решенным до конца.

При оценке пригодности для этой цели химизма контактовых габбро-долеритов, помимо влияния последующих изменений пород, должны быть учтены: 1) практическое отсутствие в них вкрапленников раннего магнезиального оливина, 2) полнокристалличность этих пород с проявлением аномально высокой железистости темноцветных минералов и кислотности плагиоклаза, что, по-видимому, объясняется наиболее низкой температурой их кристаллизации, когда высокомагнезиальные оливины и пироксены

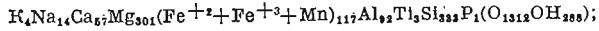
Таблица привноса — выноса для главных породообразующих компонентов по Т. Барту (Авидон, 1968) при образовании основных пегматитов

Окислы	Привнос (+) — вынос(—)					
	контакто- вый — так- ситовый габбро-до- лериты	пикрито- вый—так- ситовый габбро-до- лериты	пикрито- вый габбро- долерит — таллахит	оливино- вый габбро- долерит — габбро	безоливи- новый габбро-до- лерит — габбро	безоливи- новый габбро-до- лерит — псевдота- хилит
SiO ₂	—50	+24	+62	—1	—8	—11
TiO ₂	—1	+4	+3	+3	+1	+1
Al ₂ O ₃	+2	+61	+70	+15	+14	—8
Fe ₂ O ₃	—1	—4	+22	+1	—5	—4
FeO+MnO	—8	—15	—17	+5	+5	—5
MgO	+32	—169	—183	—47	—10	—1
CaO	—5	+38	+53	—6	+1	+42
Na ₂ O	—5	+15	+16	—7	—9	—14
K ₂ O	—4	—4	+3	+5	±	—4
P ₂ O ₅	±	±	±	+1	+1	±
И т. п.	+88	—3	—104	+10	+6	+18

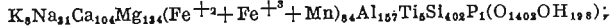
1. Контактный габбро-долерит:



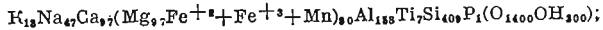
2. Пикритовый габбро-долерит:



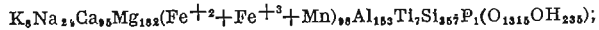
3. Оливиновый габбро-долерит:



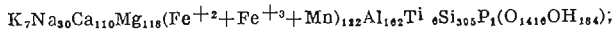
4. Безоливиновый габбро-долерит:



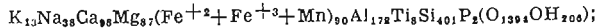
5. Такситовый габбро-долерит:



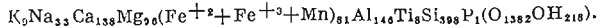
6. Таллахит:



7. Габбро:



8. Псевдотахилит:

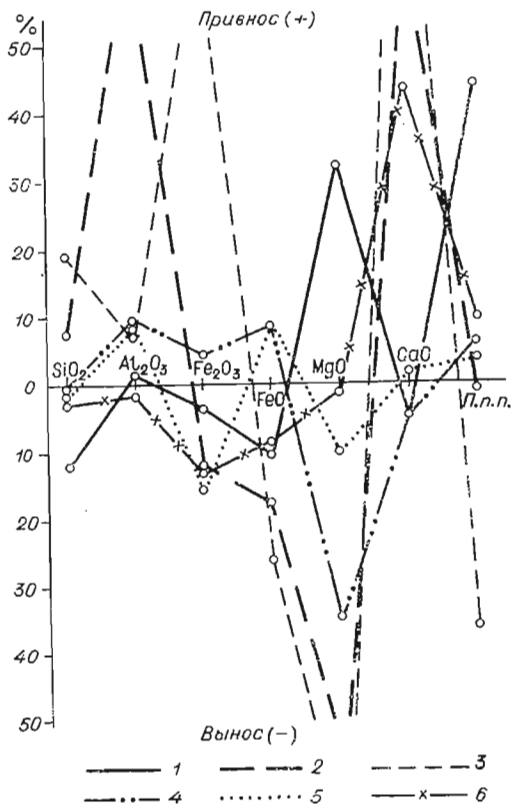


уже не могут выделяться. В этом случае конвекционные потоки в магме (Уэйджер, Браун, 1970) обеспечат удаление избыточного магния и приток окислов, вовлекаемых в кристаллизацию в этих наиболее охлажденных частях внедряющейся магмы (щелочи, глинозем, железо). Указанные обстоятельства и приводят, вероятно, к меньшей магниезильности контактовых габбро-долеритов Таллахской интрузии по сравнению с вычисленным для нее средневзвешенным составом.

Вероятнее всего, что все дифференцированные интрузии Норильского района сформировались из магмы близкого состава, содержащей 10—11 % MgO и относимой по ряду признаков (Годлевский, 1959₁) к расплавам, формирующимся в глубоких горизонтах мантии.

В конце главы остановимся очень кратко на химизме псевдотахилитов. Под этим термином (Рябов, Золотухин, 1970) объединяются породы,

Рис. 30. Диаграмма баланса вещества при образовании основных пегматитов и псевдотахилитов за счет пород расчлененной серии Талнахской интрузии (объяснение в тексте). 1—контактный габбро-долерит—такситовый габбро-долерит; 2—пикритовый габбро-долерит—такситовый габбро-долерит; 3—пикритовый габбро-долерит—талнахит; 4—оливиновый габбро-долерит—габбро; 5—безоливиновый габбро-долерит—габбро; 6—безоливиновый габбро-долерит—псевдотахилит.



возникающие при дроблении и частичном вторичном плавлении пород интрузии. Морфология псевдотахилитовых тел, их петрографические особенности и некоторые вопросы генезиса разбираются в работе В. В. Рябова и В. В. Золотухина (1970) и в соответствующих разделах данной работы.

В табл. 38 приведены анализы псевдотахилитов преимущественно из верхних горизонтов Талнахской интрузии, а также (для сопоставления) анализы близких им по составу вмещающих и интрузивных пород. Средний состав псевдотахилитов, показанный в табл. 37, по содержанию породообразующих окислов и по числовым характеристикам ближе всего стоит к безоливиновым габбро-долеритам, что хорошо фиксируется и на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 32). Сравнение этой пары (безоливиновый габбро-долерит — псевдотахилит) с помощью метода Барта показало (см. табл. 36, рис. 30), что образование псевдотахилитов за счет безоливиновых габбро-долеритов, по существу, является процессом изохимическим, без какого-либо заметного привноса — выноса породообразующих компонентов. По-видимому, изохимичность процесса должна сохраняться и при возникновении псевдотахилитов за счет других дифференциатов интрузии благодаря более быстрой кристаллизации расплавленных пород (по сравнению с процессом образования основных пегматитов).

Наши данные по результатам полуколичественных спектральных анализов пород Талнахской интрузии подтверждают общие закономерности в изменении концентраций малых элементов (Ni, Co, Cu, Ti, Mn, Cr) по вертикальным и горизонтальным разрезам массива, установленные А. И. Архиповой и И. А. Наторхиным (1974) для Талнахской и других дифференцированных интрузий Норильского района.

Средневзвешенные и средние составы габбро-долеритов

ОКСЕЛЫ	Номер анализа											
	1 (14)	2 (74)	3 (48)	4 (12)	5 (28)	6 (42)	7 (25)	8 (18)	9 (5)	10 (55)	11 (57)	12 (21)
SiO ₂	45,52	46,52	44,83	44,93	37,66	42,12	42,96	45,07	44,88	43,11	43,56	45,16
TiO ₂	1,18	1,02	0,74	0,77	0,44	0,98	0,85	1,15	1,04	1,04	0,90	0,95
Al ₂ O ₃	14,30	15,24	14,87	15,27	8,94	14,56	15,00	16,55	14,01	13,34	14,38	14,49
Fe ₂ O ₃	4,46	4,35	3,53	3,40	4,69	4,30	5,12	3,80	3,77	4,41	3,96	4,71
FeO	10,01	7,92	7,71	7,64	11,08	9,02	8,54	8,57	7,18	9,72	9,08	8,97
MnO	0,24	0,19	0,16	0,17	0,21	0,19	0,19	0,19	0,25	0,17	0,20	0,21
MgO	7,48	7,38	9,98	11,31	22,94	9,90	8,56	6,60	7,34	10,48	10,54	8,77
CaO	10,30	10,28	10,84	10,21	6,04	9,89	11,19	10,40	14,63	9,24	9,63	9,59
Na ₂ O	2,03	2,65	1,82	1,62	0,83	1,70	1,66	2,22	1,89	1,92	1,82	1,98
K ₂ O	1,03	1,05	0,73	0,66	0,35	0,66	0,64	1,06	0,80	0,91	0,95	0,97
P ₂ O	0,15	0,16	0,10	0,14	0,13	0,14	0,13	0,29	0,12	0,25	0,13	0,14
П.п.п.	3,30	3,35	3,25	3,69	4,86	4,80	3,03	3,54	3,67	4,07	3,37	3,40

Числовые характеристики

a	6,3	7,8	5,2	4,8	2,1	4,8	4,5	7,5	5,5	5,7	5,6	6,2
c	6,6	6,7	7,6	7,8	4,5	7,8	8,2	7,7	6,9	6,2	7,1	6,9
b	33,1	30,6	34,1	34,8	52,7	36,0	34,9	30,0	34,4	37,0	35,7	33,4
s	54,0	54,9	53,1	52,6	40,7	51,4	52,4	56,8	53,2	51,1	51,6	53,5
f'	41,8	37,6	31,7	30,3	26,5	36,7	38,4	40,6	31,0	35,6	35,2	39,3
m'	39,5	42,0	50,9	55,3	68,6	49,5	43,9	41,9	36,9	49,1	51,2	45,4
c'	18,7	20,4	17,4	14,4	4,9	13,8	17,7	17,5	32,1	14,3	13,6	15,3
n	76,7	79,1	79,5	79,4	79,1	80,6	81,5	70,6	79,5	85,6	72,5	74,5
t	1,9	1,6	1,2	1,3	0,9	1,7	1,5	1,8	1,7	1,8	1,5	1,6
φ	11,2	12,4	9,2	8,3	6,2	11,7	13,4	10,7	9,8	10,6	9,8	12,3
Q	-11,0	-12,4	-11,7	-12,7	-27,3	-19,6	-12,6	-12,1	-11,5	-5,4	-15,1	-12,3
F	64,4	60,2	52,3	49,2	40,7	56,9	61,3	62,8	59,9	57,3	55,3	56,0

Примечание. Средние составы дифференциатов Талнахской интрузии: 1 — контакто-оливин-биотитовый габбро-долерит, 5 — пикритовый габбро-долерит, 6 — такситовый габбро-интрузии: 10 — Северо-восточной и Юго-западной, 11 — Северо-западной, 12, 13 — Хараелак-средний состав Талнахской интрузии по Н. Н. Урванцеву (1970); 16 — средневзвешенный состав Норильск-I и 18 — ее пикритового горизонта по М. Н. Годлевскому (1959); 19 — средний средневзвешенный состав интрузии Норильск-II и 21 — средний состав ее контактового габбро-долерита интрузии г. Черной (Коровяков и др., 1963); 24 — средневзвешенный (Золотухин, Васильев, 1967).

ГЛАВА VII

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИИ

1. «Проблема пространства» и форма интрузии

Как известно, «проблема пространства» для трапсовых интрузий в связи с механизмом их возникновения, так же как и для интрузий вообще, еще далека от окончательного решения и продолжает оживленно обсуждаться в литературе (Левинсон-Лессинг и др., 1932; Дзевановский, 1941; Шейнманн, 1956; Равич, Чайка, 1956; Оффман, 1959; Гоньшакова, 1961; Плотников, 1963; Тарасов, 1966; Золотухин, Васильев, 1967; Масайтис, 1967; Золотухин, Шарапов, 1968).

В применении к норильским дифференцированным трапсовым интрузиям, имеющим хонолитоподобную форму и в основном представляющим

Талнахской и других интрузий Норильского района

(число анализов)

13 (44)	14 (94)	15	16	17	18	19 (10)	20 (49)	21 (7)	22	23	24 (8)	25 (1)	26 (1)
43,89	43,40	40,74	43,95	44,06	39,11	47,0	46,01	48,83	47,09	45,96	45,21	47,24	46,78
0,62	0,96	0,81	0,95	0,71	0,68	1,08	1,23	1,53	0,76	1,28	0,91	1,72	1,62
13,56	14,47	14,01	14,03	14,81	10,91	14,12	15,01	16,43	17,30	15,26	8,91	11,1	10,95
3,67	3,74	4,53	4,23	4,51	5,77	4,18	3,26	2,98	2,22	3,29	2,30	0,54	0,47
8,36	9,24	9,07	8,38	8,77	10,49	8,90	8,56	7,57	7,77	9,31	10,80	12,09	11,55
0,17	0,18	0,17	0,18	0,14	0,20	0,15	0,20	0,17	0,14	0,14	0,16	0,08	0,06
12,48	11,39	13,23	10,04	10,84	19,40	8,53	9,69	6,02	11,09	8,25	18,19	12,65	14,11
9,65	9,16	9,36	9,50	9,85	7,03	9,78	10,13	10,23	11,24	10,15	7,70	8,36	7,90
1,56	1,74	1,70	1,83	1,26	1,00	1,86	1,85	2,32	1,81	1,84	1,25	1,90	1,63
0,72	0,88	0,68	1,05	0,66	0,46	0,89	0,53	0,69	0,58	0,91	0,39	1,04	0,46
0,12	0,14	0,23	0,17	0,24	0,12	0,14	0,21	0,24	—	0,14	0,11	—	—
3,97	3,58	3,63	3,60	3,09	5,15	2,26	2,50	1,87	—	2,53	1,10	2,57	3,84

по А. Н. Заварицкому (1960)

4,4	6,5	4,7	5,6	3,8	2,7	5,7	4,9	6,4	4,7	5,6	2,9	5,5	4,1
7,0	6,5	7,2	6,8	8,4	5,6	6,7	7,9	7,9	9,1	7,7	4,0	4,6	5,0
37,6	36,4	40,2	35,2	34,6	48,5	32,4	32,0	29,1	32,5	31,6	45,2	37,5	38,6
51,0	50,6	47,9	52,4	53,2	43,2	55,2	55,2	56,6	53,7	55,1	47,9	52,4	52,3
30,5	33,3	32,3	34,3	32,5	29,8	38,2	31,2	39,4	29,0	38,6	24,9	30,5	29,0
56,5	53,5	56,8	51,5	55,5	64,9	45,1	53,8	41,0	57,4	45,5	65,0	55,1	60,0
13,0	13,2	10,9	14,3	12,0	5,3	16,7	15,0	19,6	13,6	15,8	10,1	14,4	11,0
78,0	77,5	79,4	72,5	75,4	76,2	75,6	86,0	83,9	82,9	75,0	87,0	74,5	84,2
1,1	1,6	1,5	1,9	1,3	1,4	1,6	1,9	2,6	1,4	2,0	1,4	2,6	2,5
8,4	8,7	9,7	10,4	11,5	9,7	11,1	9,3	10,5	6,8	9,4	3,9	1,0	1,1
-13,8	-19,3	-20,8	-13,2	-19,6	-24,6	-7,8	-7,3	-1,9	-11,1	-8,7	-14,0	-10,8	-8,6
49,2	53,3	50,7	55,7	55,2	45,5	50,6	55,0	63,5	50,0	46,2	40,9	49,8	46,4

вый габбро-долерит, 2 — безоливиновый габбро-долерит, 3 — оливиновый габбро-долерит, 4 — долерит, 7 — талнахит, 8 — габбро, 9 — тахилит; средневзвешенные составы ветвей Талнахской (бортовая и центральная часть); 14 — средний состав Талнахской интрузии в целом; 15 — став Талнахской интрузии по Д. А. Додину и Б. Н. Ватуеву (1971); 17 — средний состав интрузии контактового габбро-долерита интрузии Норильск-1 (Додин, Ватуев и др., 1971); 20 — бродерита (Золотухин, Васильев, 1967); 22 — средневзвешенный состав и 23 — состав конный состав и 25, 26 — составы верхней и нижней зоны закалки Нижнефокинской интрузии

собой силлобразные тела, нами ранее высказано традиционное для траппов (Шейнманн, 1956; Масайтис, 1967) утверждение о раздвижении внедряющейся магмой пластов вмещающих толщ (Золотухин, Васильев, 1967). Здесь преобладают случаи активного приподнимания магмой перекрывающей части вмещающей толщи, а не опускания пород ложа интрузии с пассивным заполнением полостей магмой, хотя для других частей платформы, по-видимому, возможен и последний вариант (Левинсон-Лессинг и др., 1932; Оффман, 1959; Равич, Чайка, 1956).

В то же время имеются многочисленные выводы об уменьшении мощности или выклинивании пластов около интрузивных тел, полученные в результате разведки и вскрытия рудоносных трапповых интрузий, которые являются основой для представления о них как «отливках», не нарушающих элементов залегания вмещающих пород (Годлевский, 1959₁; Маслов, 1963; Коровяков и др., 1963). Эти представления предполагают либо выполнение готовой пустоты сложной конфигурации (Филипенко, 1967), либо возникновение камеры за счет удаления материала вмещающих

Рис. 31. Тройные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ (а) и $c' - m' - j'$ (б) для габбро-долеритов Талнахской интрузии (объяснение в тексте).

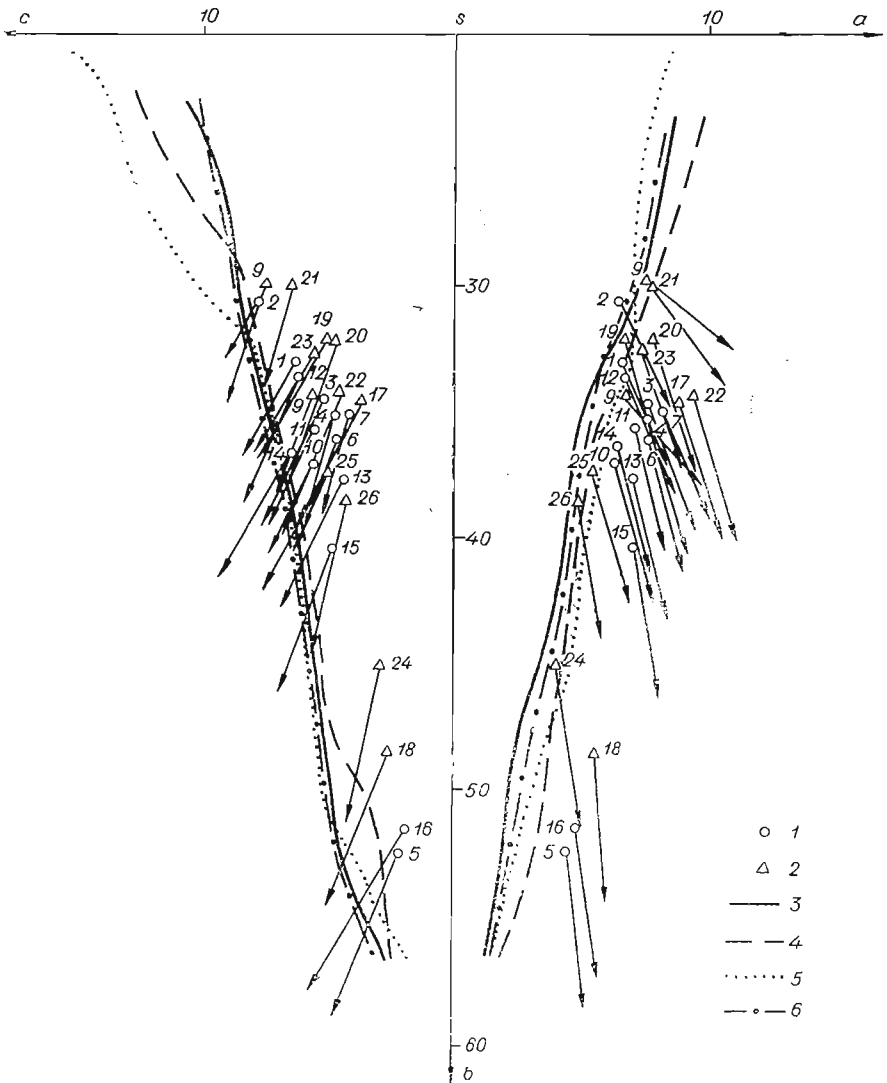
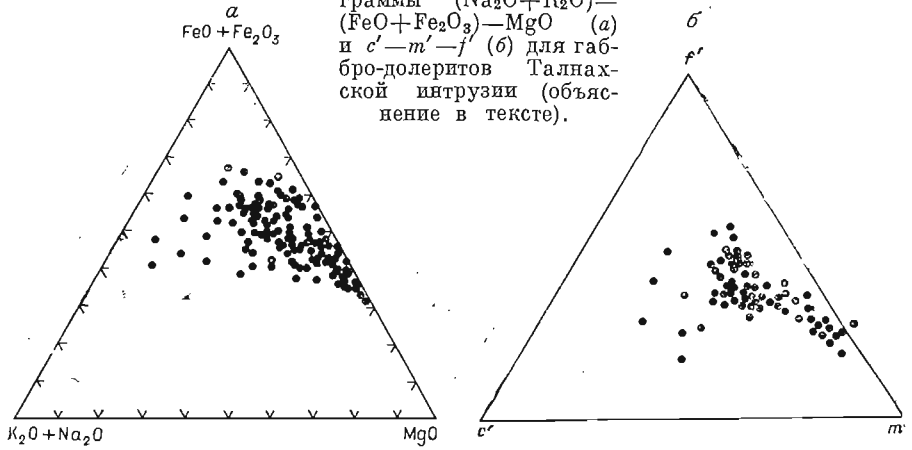


Рис. 32. Диаграмма А. П. Заваршцкого для средневзвешенных и средних составов пород Талнахской и других интрузий Норильского района (цифры на диаграммах соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 37). Точки составов габбро-долеритов: 1 — Талнахской, 2 — других интрузий Норильского района; линии дифференциации для ветвей Талнахской интрузии: 3 — Юго-западной, 4 — Северо-восточной, 5 — Северо-западной, 6 — Хараслахской.

Сопоставление химических составов псевдотахилитов, габбро-долеритов и некоторых осадочных пород Талнаха

Оксиды	Номер анализа																	
	633	693	559	702А	702Б	704	860	862	1070	1079	1073	1094	688	684	682	607	663	666
SiO ₂	48,27	46,31	44,60	43,41	41,82	19,12	48,41	46,47	45,15	44,66	41,00	39,88	48,84	47,42	46,78	44,96	43,80	41,35
TiO ₂	0,49	1,18	1,26	1,25	1,00	0,50	1,40	1,38	0,78	0,70	0,69	0,60	1,15	1,12	0,63	0,70	0,70	0,32
Al ₂ O ₃	14,32	15,36	12,88	14,56	12,96	4,73	13,62	14,68	16,71	15,18	14,14	12,46	15,80	15,66	16,06	13,41	15,93	10,91
Fe ₂ O ₃	4,76	3,88	3,21	2,87	4,13	4,46	4,15	4,82	8,66	7,54	6,67	5,96	2,75	5,05	1,67	3,39	4,42	3,67
FeO	7,23	7,76	7,09	7,96	5,85	2,96	7,63	7,48	1,00	0,86	1,14	1,37	9,57	6,68	8,62	9,55	6,95	9,52
MnO	0,16	0,29	0,21	0,22	0,37	0,16	—	—	He опр.	He опр.	He опр.	0,27	0,24	0,14	0,16	0,15	0,14	0,20
MgO	7,77	4,69	8,07	8,15	8,03	42,45	6,72	7,52	7,92	5,75	7,39	8,21	7,03	6,50	12,50	12,95	10,70	20,83
CaO	11,15	9,81	16,64	15,05	20,52	4,80	9,90	13,07	5,70	7,20	8,30	10,08	10,06	8,98	9,89	9,96	11,57	9,00
Na ₂ O	2,90	2,48	1,60	1,44	1,04	0,11	3,95	2,61	0,98	1,46	1,35	0,72	2,10	3,38	1,39	1,67	1,78	0,81
K ₂ O	0,70	0,24	0,48	0,68	1,92	0,04	0,40	0,60	0,70	4,12	3,98	3,45	0,61	1,59	0,75	0,64	0,47	0,24
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,13	0,13	0,12	0,05	0,23	0,22	0,08	0,48	0,10	0,21	0,16	0,13	0,12	1,60	0,14	0,06
H ₂ O	0,39	0,36	0,64	0,44	0,18	2,18	0,20	0,20	0,08	0,55	13,85	He опр.	1,31	2,15	2,36	0,084	0,30	0,38
П. п. п.	1,33	7,28	3,64	3,81	2,31	14,64	2,01	0,86	10,95	12,02	0,31	17,12	1,81	3,24	2,89	2,04	2,60	2,92
Собщ	—	0,50	0,17	0,51	0,56	He опр.	0,44	0,15	He опр.	He опр.	He опр.	0,018	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,10	He опр.
Сумма	99,15	99,91	99,98	100,04	100,63	98,20	99,57	100,36	98,71	100,52	98,92	100,33	100,19	100,04	100,43	99,99	99,27	99,83

Примечание. Анализы 693, 559, 702А, 702Б, выполнены в химлаборатории ИТГУ; 633, 704 — в химлаборатории МГУ; 860, 862, 1070, 1079, 1073, 1094, 688, 684, 682, 607 — в химлаборатории ИГУ; 663, 666 — в химлаборатории МГУ. 633, 693, 559, 702А, 702Б, 860, 862 — псевдотахилиты; 704 — апопсевдотахлитовый серпентинит; 1070, 1079, 1073 — аргиллиты; 1094 — мергель; 688, 684 — безоливиновые габбро-долериты; 682, 607, 663 — оливиновые габбро-долериты; 666 — пинритовый габбро-долерит.

пород: выпахивание, вынос магмой обломков (Маслов, 1963), ассимиляция, выброс взрывным путем (Смирнов, 1966) либо магматическое замещение пород вмещающих толщ интрузивными породами (Г. Д. Маслов, устное сообщение).

Существование в течение какого-то времени готовых пустот (например, типа карстовых) на глубинах, исчисляемых километрами, весьма сомнительно в свете последних данных о величинах бокового горного давления, могущего значительно превышать величины литостатического давления (судя по материалам симпозиума в 1966 г. в Институте горного дела, Новосибирск) и стремящегося закрыть крупные полости такого типа еще до того, как туда попадет магма.

«Выпахивание» ложа с образованием в нем локальных углублений, вынос обломков вмещающих пород внедряющейся магмой представляется несомненным, хотя совершенно очевидно, что весь объем интрузивной камеры таким путем возникнуть не мог, так как для этого требуется продолжительное протекание магмы через камеру и вынос громадного количества обломков вместе с магмой на поверхность. Такого типа магматических брекчий среди эффузивных пород лавовой толщи Норильского района пока не отмечено (Годлевский, 1959₁). Проявление эруптивных брекчий в пределах самих камер интрузий имеет очень ограниченное развитие (например, брекчии интрузии Норильск-I, «сигнальные дайки» (Маслов, 1963) интрузии Норильск-II). Значительно больше развиты эруптивные брекчии в Юго-западной ветви Талнахской интрузии.

Ассимиляционные возможности трапповой магмы не велики, и для дифференцированных интрузий наиболее высоки для верхних дифференциатов с образованием за счет осадочных пород оторочек кислых гибридных пород разной мощности (Годлевский, 1959₁; Золотухин, 1964₁; Васильев, 1967).

Идеи магматического замещения вмещающих пород, как и в случае гранитизации, наиболее просто объясняют «проблему пространства», но пока не могут объяснить относительно малую измененность вмещающих пород и их ксенолитов, места перемещения и формы переотложения вынесенного материала и т. д. Можно предполагать, что в ограниченном масштабе явления магматического замещения имеют место в образовании норильских дифференцированных трапповых интрузий.

В последнее время было показано, что в ближайшем экзоконтакте трапповых интрузий вмещающие породы могут становиться пластичными и приобретать способность к течению в твердом виде. Признаки течения в пластичном состоянии отмечались для лабрадоровых порфиров в ближайшем экзоконтакте дифференцированной интрузии Норильск-I (Золотухин, 1964₁); более ярко проявились эти признаки в специфических дайках метаморфизованных песчаников в экзоконтакте этой и других интрузий (Тарасов, 1966₁). Материал осадочных пород, становясь пластичным в условиях прогресса интрузией до высоких температур и одностороннего давления со стороны интрузии, приобретает способность интрудировать подобно магме с использованием межпластовых и секущих механических нарушений. Наблюдения А. В. Тарасова (1966_{1,2}) указывают на механический отжим части песчаного материала из ближнего экзоконтакта интрузии Норильск-I в дальний, причем дайки песчаников имеют как раздувы, так и очень утоненные участки. Можно видеть расклинивающее действие «нагнетаемого» песчаного материала, проникающего в аргиллиты, а кое-где и окружающего отдельные участки аргиллита, с образованием «ксенолитов» измененного аргиллита в песчанике. Материал песчаных даек под воздействием интрузии и ее растворов обычно интенсивно альбитизирован (альбит замещает не только цемент, но и зерна кварца) вплоть до альбититов (с сульфидами или без них). Слои вмещающих аргиллитов вблизи интрузии также ведут себя непостоянно — то почти выклиниваясь, то давая заметные увеличения мощности даже

на протяжении нескольких метров. Нет сомнений, что первоначально, до внедрения интрузии, они обладали довольно постоянной мощностью на ограниченном участке, как это имеет место на удалении от интрузий, а перераспределение вещества в пределах слоя обусловлено фактом «расплющивания» слоев вмещающих пород под давлением внедряющейся интрузии трапфов. Указанное поведение пластов пород вмещающей толщи имеет аналогии с результатами специальных экспериментальных работ с осадочными породами в условиях высоких давлений и температур.

Согласно Б. В. Байдюку (1963), в пределах до глубин 10 км имеет место следующий ряд уменьшающейся пластичности: каменная соль, известняки, глинистые породы, ангидриты, доломиты, кварциты, причем пластические свойства возрастают с повышением температуры. Согласно Григгсу и др. (Griggs, Turner, Heard, 1960), базальт в условиях всестороннего сжатия 5000 кг/см² уже при 500° С показал отсутствие локализованных полос сдвига и равномерное распределение пластической деформации по всему объему образца в отличие от менее пластичных ультраосновных пород. Как сообщают Б. В. Байдюк и др. (1964), большая часть осадочных горных пород (за исключением кварцитов и кремней) могут проявлять пластические свойства в лабораторных условиях «... в интервале всестороннего сжатия от нескольких сот до 5—10 тыс. атм... Если не считать гипса и мрамора, то из испытанных пород наиболее пластичными являются известняки и алевролиты с известково-глинистым цементом, у которых способность к пластической деформации появляется в интервале 500—1000 атм*. У ангидрита пластическая деформация при $P=1000$ атм. Микрозернистый доломит с включениями более пластичного минерала ангидрита при $P=2200$ атм обнаруживает довольно заметную пластичность. Повышенная температура (начиная с первых сотен градусов) увеличивает остаточную (пластическую) деформацию при прочих равных условиях». Например, эксперименты при 500° С и давлении 2500 атм показали (Лучицкий и др., 1967), что известняки, аргиллиты, кварцевые алевролиты находятся в пластичном состоянии, приобретая ориентировку минералов, сопряженную с направлением приложенного давления.

Таким образом, в широком контактовом ореоле при температурах 1200—500° С в большом интервале давлений (в том числе и отвечающих здесь величинам литостатического давления) можно ожидать пластичного состояния осадочных пород перечисленного ряда, а также и базальтов — в ближнем экзоконтакте.

Явления «перетекания» (перераспределения) вещества в пределах ближнего экзоконтакта интрузий Норильск-I воспринимаются как местные второстепенные особенности, способствующие некоторому увеличению камеры интрузии на фоне основного процесса образования камеры раздвигания слоев вмещающей толщи (Золотухин, Васильев, 1967). В этом сказывается специфика залегания обнаженной части интрузии среди трапфов перми и триаса. Взаимоотношения ее с осадочными породами тунгусской серии южнее, в общем, известны хуже вследствие фрагментарности наблюдений, ограниченных пределами подземных горных выработок, и малого развития мелкой складчатости в породах осадочной толщи, непосредственно перекрываемой здесь жесткой слоистой лавовой толщей триаса.

Гораздо более благоприятны для таких наблюдений взаимоотношения Талнахской интрузии с осадочными вмещающими породами тунгусской серии и девона, залегание которых осложнено мелкой складчатостью, флексурами и дизъюнктивными варушениями.

* Данный интервал ориентировочно отвечает давлению литостатической нагрузки для мест локализации норильских дифференцированных трапфовых интрузий.

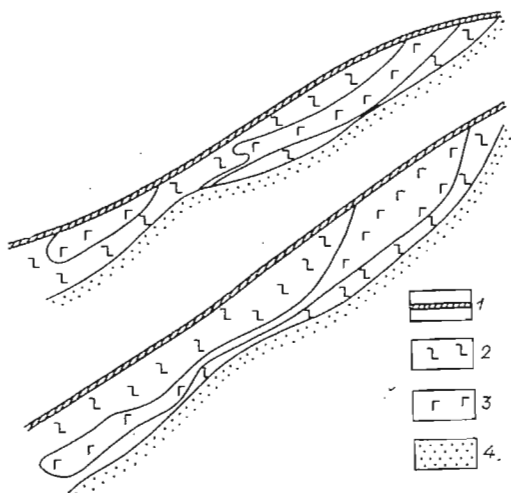


Рис. 33. Широтные схематические разрезы для средней части интрузии Норильск-1. 1 — почвенно-растительный слой; 2 — базальты; 3 — габбро-долериты; 4 — угленосные отложения тунгусской серии.

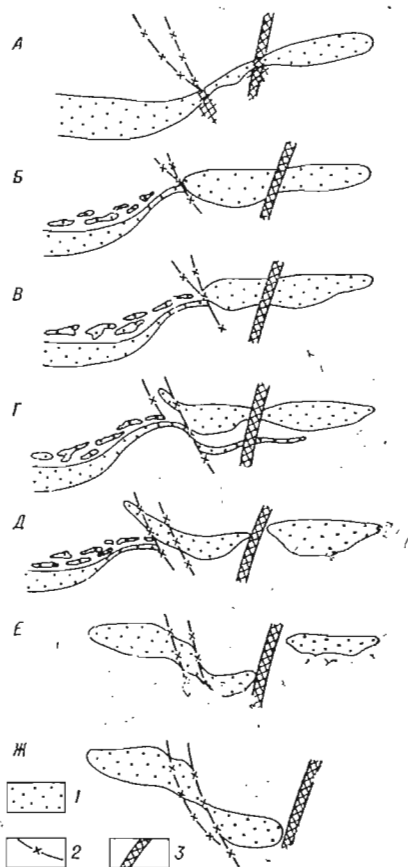


Рис. 34. Схематические разрезы, иллюстрирующие слияние ветвей Талнахского интрузива (буквами обозначено расположение разрезов в направлении с севера (А) — на юг (Ж)). Составлено по материалам НКГРЭ. 1 — интрузия габбро-долеритов; 2 — система западных сбросов; 3 — главный тектонический шов Норильско-Хараслахского разлома.

Как было показано Г. Б. Роговером (1959), интрузия Норильск-1 в ее средней разведанной части в разрезе имеет четковидные формы, где краевые раздувы сочленяются относительно тонкими перемычками. К северу раздувы оформляются в самостоятельные восточную и западную ветви интрузии. На разрезах, приводимых на рис. 33, можно видеть, что утоненные части интрузии соответствуют сводовой части мелкой брахиантиклинали, осложняющей моноклиналное залегание вмещающих пород. Подобное четковидное в разрезе строение, но более ярко выраженное, обнаруживает и Талнахская интрузия при некоторой реставрации ее исходного положения (до сдвига блоков по дизъюнктивным нарушениям) по данным кернового материала буровых скважин (рис. 34). Как можно видеть на схематических разрезах (см. рис. 3) для различных частей Талнахской интрузии, как и для интрузии Норильск-1, утонение и изгиб тела интрузии вплоть до полного разрыва и отделения в качестве отдельных ветвей точно приурочено к сводовым частям мелких антиклинальных структур во вмещающих породах (Золотухин, Рябов, 1969; рис. 5). Напротив, раздувы интрузии и пластов вмещающих пород располагаются в синклинальных структурах (см. рис. 3). Флексурные перегибы кое-где вдоль центрального нарушения, ограничивающего Ю.-з. ветвь, переходят в разломы, причем вдоль этого крыла флексуры имеет место интенсивное утонение как пластов вмещающих пород, так и интрузии (см. рис. 3).

Рассматривая разрезы, можно сделать вывод, что в участках флексуроподобных изгибов вмещающих пород, как в местах приложения наибольших механических усилий, резко уменьшается мощность вмещающих пород и интрузии вплоть до полного выклинивания последней.

Нет сомнений, что сопряженные с этими участками по соседству раздувы мощности пластов осадочных пород (в частности, известняков каларгона) возникают под влиянием оттока части материала пласта из зоны приложения максимальных механических усилий в условиях повышенной пластичности в результате интенсивного прогрева этих пород со стороны интрузии. Что касается самой интрузии, то в момент образования флексур и складок она еще должна находиться в жидком состоянии и реагировать, как резиновая груша, на внешние воздействия в раме с образованием тонких частей в местах приложения максимальных механических усилий и раздувов в местах с меньшими давлениями в раме. На жидкое или кашеобразное состояние вещества интрузии в момент проявления складчатости указывает пропорциональное развитие масс основных дифференциатов в пределах утонений и раздувов. В закристаллизованном, но пластичном, раскаленном состоянии такое перетекание вещества с выдерживанием пропорций между дифференциатами, хотя в принципе и возможно, но мало вероятно.

Очевидно, что изометричное в разрезе тело нижней Талнахской интрузии, располагающейся в ядре антиклинальной складки, представляет собой доскладчатое образование* и в процессе складчатости вмещающих пород ведет себя как жесткий не расплющивающийся монолит, не обнаруживающий пластичных свойств, так как прогрев со стороны внедряющейся выше верхней Талнахской интрузии для этого недостаточен, а собственная температура тела, по-видимому, уже ниже той, при которой габбро-долериты обнаруживают пластичность.

На разрезах (см. рис. 3) можно видеть, что в стороне от флексуроподобных перегибов изменение мощности пластов осадочных пород, вмещающей толщи (в частности, известняков каларгона) также имеет место. Можно заметить, что здесь раздувам интрузии отвечает утонение пластов подстилающих осадочных пород и более тонким частям интрузии — раздувы пластов подстилающих пород. То, что первоначально воспринималось геологами как «съедание» интрузией части пластов осадочных пород, сейчас получает новую интерпретацию. Интрузия здесь расплющивает подстилающие слои пород (пластичные в условиях прогрева) собственным давлением, усиленным приращением давления, возникающим за счет передачи путем гидростатического эффекта из зон максимального давления во вмещающих породах, и отжимает эту массу за пределы контура наибольших мощностей интрузии, образуя раздувы на фоне средней мощности пластов. Понятно, что в местах раздувов интрузии прогревание вмещающих пород, а следовательно, и их пластичность, гораздо более значительны.

Обращает на себя внимание то, что у Талнахской интрузии мощность может увеличиваться не только за счет углубления интрузии в породы подошвы при относительно ровной кровле (как у интрузии Норильск-1), но и за счет подъема в породы кровли при относительно ровной подошве, а также расширения и в сторону кровли, и в сторону подошвы (см. рис. 3).

Специфическая особенность норильских дифференцированных интрузий — расщепление их краевых частей. Особенно ярко эта особенность проявлена в Талнахской интрузии. Апофизы от основного тела интрузии имеют обыкновенно послойный характер, что объясняется широким развитием послойного трещинообразования при специфической платформенной складчатости, имеющей место в Норильском районе. Складки и флексуры, переходящие в крутые разрывные нарушения, не составляют сомнения в том, что складчатость в платформенном чехле здесь обязана транс-

* Речь идет не о периоде проявления складчатости вообще на СЗ Сибирской платформы, который был очень продолжительным (Маслов, 1963), а об одном из моментов активизации дизъюнктивных и пликтивных движений в районе локализации Талнахских интрузий.

формации вертикальных напряжений, первоначально приводящих к расколам пород фундамента и подвижкам его отдельных блоков.

Внедрение магмы вдоль послойных трещин с образованием апофиз приводит в ряде случаев к захвату обширных ксенолитов вмещающих пород. Иногда имеет место неполное облекание магмой таких выступов вмещающих пород, но можно проследить все стадии вплоть до полного захвата подобных «ksenолитов», как это видно на серии разрезов (см. Золотухин, Рябов, 1969). Из них же следует, что в нижней части интрузии апофизы имеют в основном состав контактового, дикритового и такситового габбро-долеритов и могут неоднократно повторяться в апофизах, располагающихся друг над другом. Эта картина хорошо иллюстрирует образование пикритовых горизонтов в процессе внедрения интрузии (Годлевский, 1959₁; Золотухин, 1964₁). Отдельные апофизы могут иметь свой пикритовый горизонт, не соединяющийся с пикритовыми горизонтами других апофиз. В то же время можно говорить о приуроченности апофиз существенно пикритового состава к нижним частям интрузии, а апофиз с составом оливнинового габбро-долерита, как правило, к средним и верхним частям.

Обращает на себя внимание отсутствие самостоятельных апофиз наиболее кислых пород — «габбро-диоритового» состава. Последние образуют, как правило, верхнюю оторочку над основным дифференцированным телом интрузии (и для верхней, и для нижней Талнахской интрузии) и реже около ксенолитов осадочных пород внутри тела интрузии. Этот факт говорит о возникновении горизонта кислых гибридных пород на месте в качестве реакционной оторочки в контакте между верхним наиболее кислым дифференциатом самой интрузии и осадочными породами вмещающей толщи. Отметим, что недифференцированные тела траппов таких оторочек не имеют. Наблюдаемые случаи непропорционально большого развития гибридного горизонта и отсутствия в разрезе нижних дифференциатов компенсируются непропорционально большим развитием нижних дифференциатов и резким уменьшением мощности гибридного горизонта в соседних блоках, разобренных с первыми флексуроподобными изгибами. Только в этом случае можно говорить, как это делает ряд норильских геологов, об отжиме при образовании флексуры кислой гибридизированной магмы, имеющей наименьшую температуру кристаллизации, в соседний блок, испытывающий меньшие механические напряжения.

Наряду с явлениями оттока пластичного вещества вмещающих пород механическое действие интрузии сказывается и в отчетливом приподнятии и изгибании кое-где пластов осадочных вмещающих пород (в частности, известняков каларгона). Этот случай наиболее ярко иллюстрируется схематическим разрезом, приведенным в ранней работе авторов (см. Золотухин, Рябов, 1969, рис. 4). Можно думать, что подобные случаи обычны, но наблюдениям часто мешает большая измененность пород над кровельной частью интрузии.

Следует иметь в виду и еще один важный фактор, несомненно, существенно влияющий на формирование объема камеры интрузива (Рябов, Соколова, 1970₁). Речь идет о разуплотнении осадочных вмещающих пород за счет их дегазации (в том числе диссоциации карбонатных толщ) при интенсивном прогреве толщи внедряющейся магмой и дальнейшем уплотнении этих пород при нарастании гидростатического давления в магме в процессе ее поступательного движения к поверхности.

Потери при прокаливании (п. п. п.), фиксируемые при химанализе, в ряду осадочных пород от доломитов, ангидритов через мергели, аргиллиты, алевролиты до песчаников составляют соответственно от 45 до 4 вес. %. При термальном воздействии магмы на мергели можно ожидать потери 13—30%, аргиллитов — 8—13%, алевролитов около 6% исходного веса породы. Оценивая температуру внедряющейся магмы минималь-

ными значениями 1300—1250° С (Золотухин, 1964₁), получим, что в пределах ореола вмещающих пород, охватываемых изотермами от 700—800° С и выше в условиях литостатического давления порядка 500 атм, карбонаты должны интенсивно диссоциировать с выделением CO₂ (Соболев, 1949). Нужно учесть при этом, что по мере прохождения расплава через определенное сечение камеры интрузива температурный градиент во вмещающих породах будет падать и все больший их объем будет достигать температуры диссоциации карбонатов. Свидетельством реальности указанного выше являются находки в экзоконтактовых породах периклаза, а также бруситовых пород, возникающих за счет его гидратации.

Потеря породой летучих компонентов в условиях сохранения ее объема приведет к снижению ее плотности на величину, пропорциональную потерянной массе. При повышении давления с восстановлением плотности породы, хотя бы до исходной, должно произойти освобождение объема, пропорциональное изменению плотности и, в конечном счете, массе потерянных летучих компонентов. В. В. Рябовым проведены соответствующие расчеты для С.-в. ветви интрузива, локализующейся в отложениях тунгусской серии и частично в карбонатной толще верхнего девона, и для Хараелахской ветви, залегающей в осадках среднего девона. За счет уплотнения осадочной толщи после дегазации прирост камеры оценивается соответственно в 31 и 44% для этих ветвей интрузива. Расчеты показывают также возможный дополнительный прирост камеры за счет уплотнения при метаморфизме исходных пород (Рябов, Соколова, 1970₁) при образовании как контактовых роговиков и мраморов, так и ранних метасоматитов.

Построенная ранее на основании многолетних наблюдений В. В. Рябова над керновым материалом схематизированная блок-диаграмма верхней Талнахской интрузии (см. Золотухин, Рябов, 1969; рис. 5) дает представление об особенностях ее формы и локализации среди пород тунгусской серии и девона.

Судя по погружению ее к северу, исходная магма поступала с севера на юг, наследуя, по-видимому, тот же глубинный питающий канал магмы, что и для нижней Талнахской интрузии, и затем растекаясь в стороны с образованием ветвей интрузии, как это показано стрелками на общей схеме (рис. 35).

Как и при формировании других дифференцированных трапловых интрузий Норильского района (Золотухин, 1964₁; Золотухин, Васильев, 1967), можно полагать, что внедрение магмы было пульсационно-ступенчатым. Сложное по конфигурации тело Талнахской интрузии, судя по пространственному расположению ее ветвей, возникло за счет последовательного приращения объема камеры с первоначальным формированием Юго-западной, позже Северо-восточной и затем Северо-западной и Хараелахской ветвей (Рябов, 1969₁). Эволюция формирующегося магматического тела представлена на схеме (см. рис. 35), где можно видеть и особенности общей геологической ситуации участка. Взаимоотношения интрузива с главнейшими дизъюнктивными тектоническими элементами района можно видеть на рис. 3 и 34.

Следует сказать, что не исключается вероятность обнаружения и других, более глубинных, ветвей интрузива при дальнейшем разбурировании района к северу от изученного.

Резюмируя сказанное выше, мы приходим к следующим выводам.

1. Переход складок вмещающих интрузии пород платформенного чехла во флексуры и далее в разрывы говорит о вертикальных подвижках блоков фундамента, приводящих в чехле к последовательному образованию складок, флексур и разрывов.
2. Четковидные формы дифференцированных трапловых интрузий в разрезе обусловлены соскладчатым характером образования их камер.
3. Утонение и раздувы осадочных пород около интрузий обусловлены

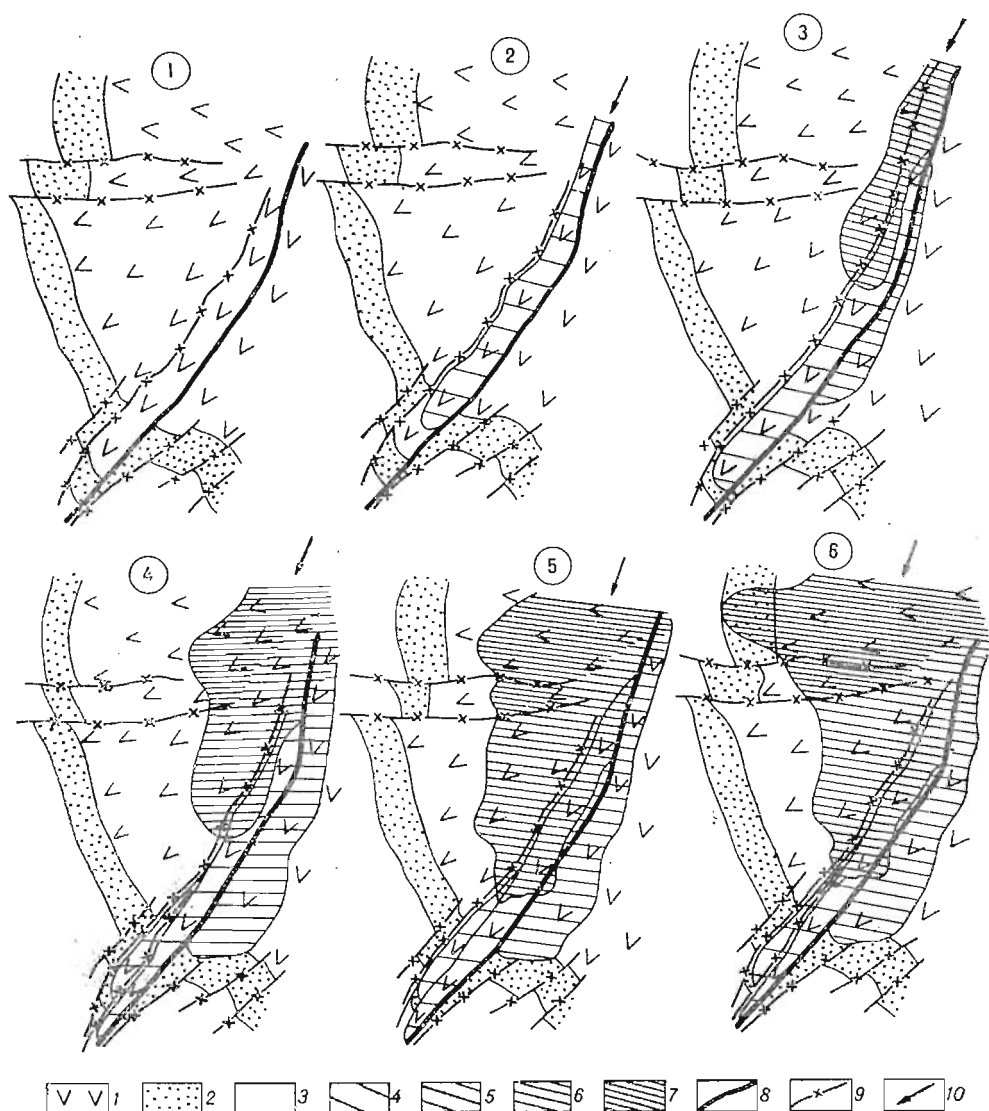


Рис. 35. Принципиальная схема последовательности (1—6) формирования ветвей Талнахского интрузива.

1 — туфоловая толща; 2 — тугусская серия; 3 — отложения девона; ветви интрузива: 4 — Юго-западная, 5 — Северо-восточная, 6 — Северо-западная, 7 — Хараелахская; 8 — Главный шов Норильско-Хараелахского разлома; 9 — прочие дизъюнктивные нарушения; 10 — направление движения магматического расплава.

прогревом со стороны внедряющейся магмы и отжимом их пластичных масс как от напряженных мест образования флексур, так и под давлением со стороны самих магматических тел.

4. Основой формирования камер является механическое раздвигание магмой вмещающих пород, облегченное процессом одновременного складкообразования. Отжим пластичных вмещающих осадочных пород играет роль в усложнении формы с образованием вместо пластинообразных интрузивных тел с раздувами и утонениями. Отдельные их части имеют корытообразные, другие — лакколитообразные формы в разрезе.

5. Расклинивающие межпластовые усилия магмы хорошо заметны по возникновению многочисленных краевых апофиз. Материал вмещающих пород, зажатый между апофизами при дальнейшем приращении

объема камеры путем раздвижения слоев магмой, в одних случаях остается в виде ксенолитов, в других, по-видимому, отжимается за пределы контура интрузии со слиянием соседних апофиз интрузии и дальнейшим образованием ее монолитной части.

В случае внедрения интрузии в жесткую лавовую толщу крутосекущие апофизы, по-видимому, образуются вдоль трещиноватых зон, возникающих на крыльях флексуроподобных перегибов вмещающих пород над краями интрузий, как это отмечено для северной части интрузии Норильск-I и интрузии Норильск-II (Золотухин, Васильев, 1967).

6. Роль магматического замещения наиболее ощутима в возникновении реакционной оторочки в контакте (в основном, верхнем) дифференцированных интрузий с осадочными породами вмещающей толщи.

7. При решении «проблемы пространства» для рассматриваемых интрузий нужно принимать во внимание как механическое раздвижение магмой слоев вмещающих пород и отток под давлением части пластичного материала осадочных пород за контур интрузии, так и возникновение «свободного объема» при дегазации осадочных пород и их уплотнении с образованием контактовых роговиков и ранних метасоматитов, а также вовлечение в плавление части вмещающей толщи с образованием гибридных пород. Роль и удельный вес этих процессов в образовании камер, по-видимому, будет меняться в зависимости от конкретной геологической обстановки. Достаточно иллюстрировать это сравнением интрузий Норильск-I и Талнахской.

8. Представляет интерес в будущем микроструктурное изучение наведенных ориентировок минералов при пластичном течении осадочных вмещающих пород и сравнение их с ориентировками в этих породах разреза на удалении от трапзовых интрузий.

2. Возникновение «расслоенной серии»

Как видно из предыдущего изложения, породы основной расслоенной серии Талнахской интрузии подобны аналогичным породам других дифференцированных интрузий Норильского района. Их характеризуют следующие основные черты, которые позволяют судить о механизме их возникновения.

1. Выдержанность выделяемых дифференциатов, составляющих основную расслоенную серию, и мегаполосчатость в ней в результате закономерного общего обеднения оливином пород от нижней к верхней части серии, сопровождаемого понижением плотности (объемного веса) пород в этом направлении.

2. Присутствие полосчатых текстур, субпараллельных границам дифференциатов и общему залеганию магматического тела интрузии. Макро- и микрополосчатость, имеющиеся внутри дифференциатов, наблюдаются благодаря неравномерному количественному распределению минералов, главным образом оливина и плагиоклаза.

3. Переход расслоенной серии в секущих краевых частях и на выклинке в недифференцированный оливиновый габбро-долерит, причем средний химический состав краевых фаций интрузии приблизительно отражает средний состав интрузии (оливиновый габбро-долерит = пикритовый габбро-долерит + безоливиновый габбро-долерит), как это можно видеть из табл. 37.

4. Проявление расслоенного строения (от более обогащенных оливином пород в нижней части апофиз до безоливиновых в верхней) в мощных пологих апофизах от основного тела Талнахской интрузии, причем подобные апофизы могут располагаться в несколько этажей — одна над другой (Золотухин, Рябов, 1969). Это дает основание полагать, что к началу дифференциации либо магма в апофизах была в гомогенном состоянии, либо

кристаллы ранней кристаллизующейся фазы (оливин) еще не осели, находясь во взвешенном состоянии.

5. Закономерное изменение снизу вверх по интрузии составов главных породообразующих минералов, представляющих собой серии твердых растворов (оливины, клино- и ортопироксены, плагиоклазы), причем у темноцветных минералов закономерно возрастает железистость, а у плагиоклазов снижается основность. Это положение особенно наглядно иллюстрируется диаграммами (рис. 36), связывающими нормативный состав плагиоклаза в породах интрузии, вычисленный из их химических анализов, соответственно с железистостью пород (коэффициент фракционирования) и железистостью клинопироксена из них (по данным химического анализа серии клинопироксенов). Сопоставляя полученные диаграммы для интрузий Талнах, Норильск-I и Норильск-II, можно видеть одну и ту же закономерность, а именно падение основности плагиоклаза с возрастанием железистости как пород-дифференциатов, так и клинопироксенов из них. Для пород эта тенденция проявляется более резко, для клинопироксенов — менее, но тоже достаточно определено. Подобная тенденция четко фиксируется и по содержанию глинозема. Отмеченная закономерность одновременно указывает и на ошибку некоторых исследователей (Генкин и др., 1970), полагающих, что дифференциация магмы не сказывается на составе клинопироксенов и что фиксируемые ранее оптическими методами изменения в их составе ничего не отражают*.

Как можно было видеть из обширных данных, приведенных при петрографическом описании пород (см. гл. III), состав того или иного минерала и сопряженная с ним та или иная оптическая константа в разных зернах, в том числе и в одном и том же шлифе, выражаются не одним значением, а целым их интервалом. Интервалы могут быть близкими даже для минералов из разных дифференциатов, но центр тяжести внутри интервалов закономерно смещается при переходе от дифференциата к дифференциату (см. рис. 8 и 17). Особенно хорошо это заметно по значениям % An компонента в плагиоклазах и $\angle 2V$ в оливинах (см. рис. 17). Во всяком случае, интервалы состава для минералов из разных дифференциатов не оторваны, а соответственно перекрывают друг друга, закономерно смещаясь в сторону повышения железистости темноцветных минералов и повышения кислотности плагиоклаза (см. гл. III, табл. 7, 9, 11, 12, 14, 15)**.

Зоны в зональных кристаллах, а также самостоятельные кристаллы, отвечающие составу этих зон, свидетельствуют о практической непрерывности генераций, последовательно сменяющих друг друга. Мало отличаются они и размерами кристаллов. Генерации фиксируют, по-видимому, лишь кратковременные перерывы в кристаллизации, связанные, возможно, с флюктуациями в температурном режиме внедряющейся магмы за счет пульсационного поступления новых (более нагретых порций) расплава в камеру интрузии при ее расширении.

Отсутствие или малое развитие субкальциевого пикнонита в породах интрузии, возможно, объясняется избытком ассимилированного кальция из вмещающей толщи. Ассимиляция глинозема, по-видимому, частично также могла иметь место, если судить по значительной основности нормативного плагиоклаза из верхних дифференциатов, например в Ю.-з. ветви интрузива, локализующейся в терригенной толще стратиграфического разреза.

* Диаграмма для интрузий Норильск-I (см. рис. 36) составлена, кстати, по данным, приводимым этими авторами (Генкина и др., 1970).

** Оценки состава клинопироксена, полученные с использованием оптических данных и соответствующих диаграмм, несколько завышены, судя по одиночным химическим анализам, что объясняется (Додин, Шатков, 1971) зональностью и появлением позднего магматического бурого клинопироксена, оптика которого увязывается с составом иначе, чем для более раннего зеленого магматического клинопироксена.

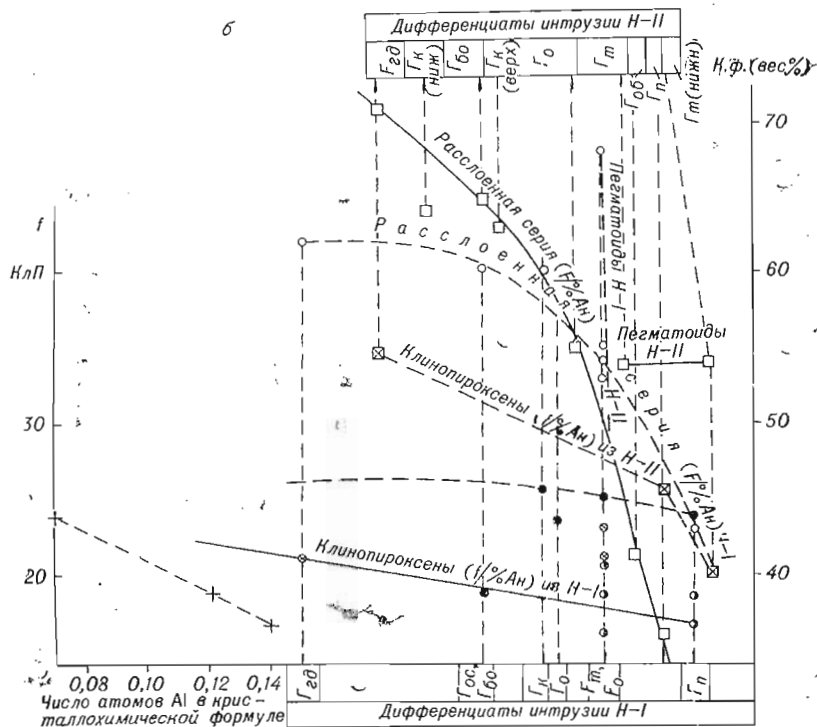
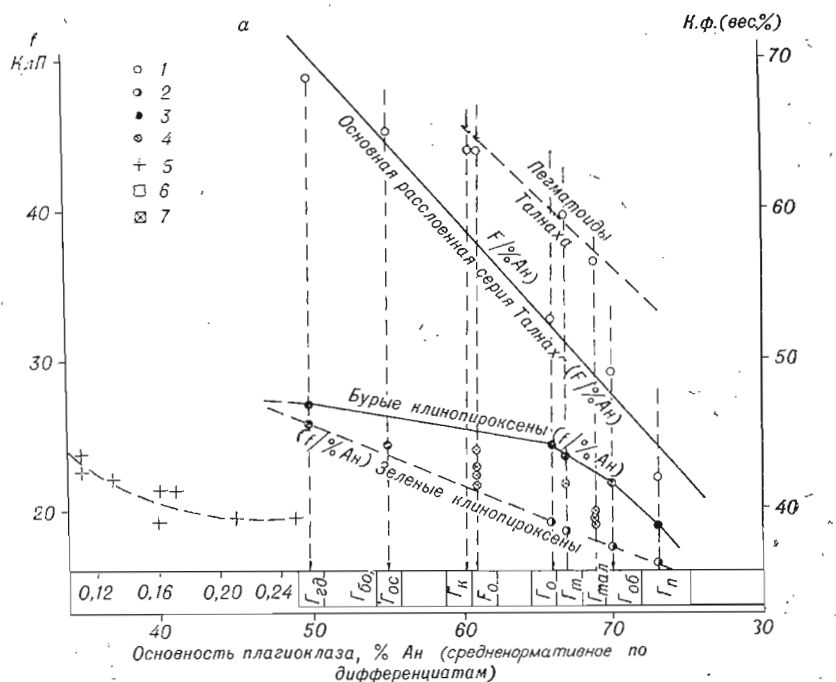


Рис. 36. Сопряженное варьирование железистости пород и их клинопироксенов в зависимости от основности нормативного плагиоклаза в породах.

а — Талмахская интрузия: 1 — породы; 2 — зеленые клинопироксены (по Додину, Шаткову, 1971); 3 — бурые клинопироксены (по Додину, Шаткову, 1971); 4 — клинопироксены (без разделения по цвету) из пегматоидов; 5 — клинопироксены из пегматоидов (по соотношению $f/at. Al$). б — интрузия Норильск-I: 1 — породы; 2 — зеленые клинопироксены (по Генкину и др., 1970); 3 — бурые клинопироксены (по Генкину и др., 1970); 4 — клинопироксены (без разделения); 5 — клинопироксены ($f/at. Al$) из пикритового габбро-долерита. Интрузия Норильск-II: 6 — породы; 7 — клинопироксены.

6. Наблюдается закономерная эволюция химизма пород расслоенной серии интрузии, что хорошо фиксируется на вариационных окисловых профилях по разрезам ветвей интрузива (см. рис. 24—27). Здесь же можно видеть, что такая картина сопряжена с количественными изменениями в содержании минералов и обусловлена закономерным обогащением оливином дифференциата с понижением его места в разрезе интрузии.

7. На диаграмме А. Н. Заварицкого дифференциаты интрузии дают непрерывную серию фигуративных точек (см. рис. 28) с плавной сменой всех петрохимических характеристик. Промежуточное звено между векторами пикритовых и оливиновых габбро-долеритов представлено векторами оливин-биотитовых габбро-долеритов. Соответственно, промежуточные составы имеют и главные породообразующие минералы оливин-биотитовых габбро-долеритов (см. табл. 12), что еще раз указывает на отсутствие самостоятельной интрузивной фазы пикритового габбро-долерита в составе расслоенной серии интрузива.

Вариационные линии дифференциации интрузивных ветвей близки (см. рис. 32). Однако более известковистыми оказываются линии С.-з. и Хараелахской ветвей интрузива, что можно связать с некоторой камерной ассимиляцией кальция из существенно-карбонатной толщи вмещающих пород, в которой локализуются эти ветви.

8. Количественные изменения в содержании нормативных минералов в породах фиксируются в виде непрерывной серии, обусловленной накоплением оливина.

9. Температурные условия периода внедрения магмы, образовавшей Талнахский интрузив, были близкими к таковым для интрузии Норильск-I (1350—1300° С). Более поздний период, начиная с кристаллизации клинопироксена, характеризуется еще определеннее уже по гомогенизации включений газовой-расплавного типа. Как можно видеть из табл. 39, составленной по первым данным Е. Н. Булгаковой (Булгакова и др., 1967; Булгакова, 1969; Булгакова, Рябов, 1972), температурные условия этого периода практически не отличаются для Талнахской и Черногор-

Таблица 36

Результаты гомогенизации расплавных включений (°С) из клинопироксенов *

I. Основная расслоенная серия

Интрузия	Дифференциаты				
	габбро-диорит	пойрколофитовый безоливиновый и оливиносодержащий габбро-долерит	оливиновый габбро-долерит	оливин-биотитовый габбро-долерит	пикритовый габбро-долерит
Талнах г. Черная	1230—1240 —	1200 1210—1230	1220—1240 1255—1265		1275 1265—1270

II. Пегматонды

Интрузия	Типы пород		
	такситовые габбро-долериты	талнахиты (троктолиты) и оливиновое габбро	пегматонды в безоливиновых габбро-долеритах и габбро-диоритах
Талнах	1235—1240 «первичные»; 1220—1230 «первичные»; 1140 «вторичные»	1150—1140 «первичные»; 1070 «вторичные»	1140 «вторичные»
г. Черная Норильск-I	1270—1280 «первичные»; 1180—1150 «вторичные»	1280 «первичные»; 1150 «вторичные»	1120 «вторичные»; 1220—1240 «первичные»; 1140 «вторичные»

* По данным Е. Н. Булгаковой, уточненным для интрузии Норильск-I.

Скорость отсадки минералов (м/год) и минимальное время (год) формирования пикритового горизонта при различных температурах

Минерал	Показатель	Температура, °С				
		1400	1320	1250	1200	1100
Оливин	Скорость	—	1373	—	228	17,5
	Время	—	0,14	—	0,88	11,4
Клинопироксен	Скорость	—	—	456	228	17,5
	Время	—	—	0,44	0,88	11,4
Плагиоклаз	Скорость	—	—	57	28,6	2,14
	Время	—	—	3,5	7,0	93,5
Капли сульфида железа	Скорость	4950	3460	—	566	43,2
	Время	0,04	0,06	—	0,35	4,63

ской интрузий и находятся в общем интервале (для всех дифференциатов) 1200—1275° С. Температура кристаллизации клинопироксена понижается от нижних дифференциатов к верхним (нижние начинают кристаллизоваться раньше) и для одного дифференциата оказывается в интервале 10—30°. Более широкое изучение расплавных включений позволит уточнить эти интервалы.

Попутно отметим, что в начале кристаллизации (1300° С) внедряющейся магмы pO_2 в Талнахской интрузии, как показывают соответствующие расчеты для оливинитов, плагиоклазовых перидотитов и пикритовых габбро-долеритов, составляло $(9-1) \cdot 10^{-4}$ атм при общем давлении летучих 150—1000 атм (Кеннеди, 1950).

10. Зная температурные условия, средний состав интрузии (см. табл. 37), в первом приближении отвечающий внедряющейся магме, величины кристаллов минералов и прочие необходимые параметры, по аналогии с расчетами времени осаждения кристаллов в магме, проведенными для других интрузий (Золотухин, Васильев, 1967), для Талнахской интрузии получены данные, исходя из ее средней мощности в 200 м. В табл. 40 представлены оценки времени, необходимого для прохождения этого расстояния в магме кристаллами (диаметром 0,5 мм) главных породообразующих минералов. Для оливина и клинопироксена для этого требуется заметно меньше одного года (в интервале температур 1300—1200° С). Примерно в 3 раза быстрее осуществлялась бы садка капель сульфидов, если бы они были в магме. Мало сомнений в том, что в этом случае они должны полностью осесть из магмы, образовав сплошной слой в приподошвенной части массива, но никак не обширные зоны с их вкрапленностью.

Как показывают расчеты минимального времени охлаждения трапповых интрузий, приведенные ранее (Золотухин, Васильев, 1967), оно не было настолько малым, чтобы не позволить осесть оливину, клинопироксену и плагиоклазу в наиболее вероятном интервале температур. Распределение содержания нормативных минералов по разрезу интрузии (см. вариационные диаграммы, рис. 24—27) указывает на существование максимума плагиоклаза в верхней части интрузии, одного (или нескольких) максимума пироксенов в средней части интрузии и одного (или нескольких) максимума оливина в нижней части интрузии.

Отсюда можно сделать вывод, что садка из магмы минералов и прежде всего магнезиального оливина, который начинает кристаллизоваться раньше других, осуществлялась в том порядке, на который указывают данные по скорости осаждения (см. табл. 40), но до конца садка не прошла, поскольку нужно учитывать время, необходимое не только на осаждение, но и на кристаллизацию. Следует также учитывать «эффективную вязкость» магмы, содержащей взвешенные кристаллы, пузырьки газовой

фазы, способные повысить величину вязкости (на порядок при содержании кристаллов 50% от общей массы) по сравнению с вязкостью жидкой фазы (Shaw, 1965). Указанные обстоятельства в значительной степени осложняют процесс гравитации, а с появлением в дальнейшем сплошного каркаса, состоящего из многочисленных кристаллов силикатов, вообще прекратится всякая садка, за исключением капель сульфидов (если таковые существуют), которые по интерстициям неизбежно должны стекать вниз к подошве интрузии. Попутно отметим отсутствие одного большого максимума нормативного рудного минерала в низу интрузии и наличие песколых максимумов на фоне общего растянутого его содержания по всему разрезу интрузии.

Из всего сказанного выше мы делаем вывод, что возникновение расслоенной серии интрузии (мегаполосчатость) в основном определялось осаждением наиболее ранней кристаллизующейся твердой фазы — магнетитового оливина. Макро- и микрополосчатость внутри дифференциатов образовалась, вероятнее всего, из-за перерывов в садке в период пульсационного движения магмы, ибо благоприятные условия для садки обеспечивает лишь ее застойное неподвижное состояние. Ориентированные же текстуры возникают в основном при движении магмы в результате ориентировки кристаллов, как еще взвешенных в магме, так и уже осевших и пополнивших кашеобразный кумулят, вовлекаемый в движение контактирующим с ним слоем текущей магмы.

Для существенно пластообразных тел норильских дифференцированных интрузий из двух параллельно действующих механизмов возникновения первичной расслоенности, предложенных Уэйджером и Брауном (1970) для Скергаардской интрузии, может быть принят пока только один — относительно медленная постоянно идущая гравитация кристаллов вниз (прерываемая лишь периодами интенсивных подвижек магмы — пульсаций). Что касается роли быстрых потоков, обусловленных конвекционным приконтактным движением магмы, и срывов скопившегося кумулята с крутых бортов интрузива, то действие этого механизма в применении к норильским интрузиям или очень ограничено, или совершенно отсутствует. Интересный вопрос о наличии конвекционных токов магмы внутри интрузивов и их влиянии на формирование ориентированных текстур можно будет разрешить только после специального изучения этих текстур методами микроструктурного анализа.

В заключение заметим, что соотношение дифференциатов внутри Талнахского интрузива свидетельствует о нормальном характере дифференциации без заметного обогащения сепарированными протовыделениями оливина из ранее протекших порций магмы через данное сечение интрузивной камеры. Судя по малому количеству порфировых выделений оливина и плагиоклаза (анортитового состава) в контактовых габбро-долеритах, кристаллизация внедряющейся магмы в основном происходила в камере интрузии. Нарушения в обычном соотношении дифференциатов чаще всего могут быть объяснены тектоническими воздействиями со стороны рамы на еще не вполне сформировавшуюся интрузию с отжатием еще не закристаллизовавшихся порций магмы в тектонически ненапряженные участки (см. предыдущий раздел).

3. Генезис основных пегматоидов и псевдотахилитов

Как видно из сказанного ранее, такситовые габбро-долериты, талнахиты (троктолиты) и габбро, располагающиеся обыкновенно среди пород расслоенной серии интрузива, подходят под общее определение пегматита (Успенский, 1968). За это говорит близость химических и минералогических составов пегматоидов и вмещающих интрузивных пород при их ярко выраженных структурных различиях. Тем не менее, учитывая тенденцию, существующую в литературе, применять термин «пегматит»

обычно к крупно- и гиганто-зернистым образованиям гранитоидного состава, мы именуем негранитные пегматиты основного состава пегматоидами.

Пегматоиды Талвахского интрузива имеют следующие основные черты, характеризующие их генезис.

1. Пегматоиды возникают позднее по сравнению с породами основной расслоенной серии при достаточно четких признаках замещения пегматоидами пород интрузии (реликты в виде «ксенолитов» вмещающих пород среди атакситовых пегматоидов, термальное воздействие (ороговикование) как на «ксенолиты», так и на соприкасающиеся с пегматоидами участки вмещающих интрузивных пород*.

2. Пегматоиды образуют невыдержанные горизонты, особенно характерные для верхних такситовых габбро-долеритов и габбро. Жилообразные и ветвящиеся прожилковидные, а также шлировые формы проявляются на передовом фронте замещения пегматоидами габбро-долеритов расслоенной серии. Наряду с обычным местоположением нижних пегматоидов между пикритовым и контактовым горизонтами интрузии часто (С.-з. и Хараелахская ветви интрузива) наблюдается проявление их в пределах всего разреза интрузива (подобным же образом распределяется и сульфидное оруденение в этих ветвях).

3. Слияние верхних и нижних пегматоидов в бортовых частях интрузива и локальные переходы от габбро к такситовым габбро-долеритам, оливиновым габбро и талнахитам (троктолитам).

4. Закономерные изменения химизма пород с образованием на диаграмме А. Н. Заварицкого серии для пегматоидов (см. рис. 29), тождественной породам расслоенной серии интрузива (см. рис. 28), а также серий, аналогичных по содержанию оливина (см. рис. 10, 15), что трактуется нами как наследование пегматоидами химического состава пород, в которых (и за счет которых) они возникают.

5. Серии такситовых габбро-долеритов до габбро, с одной стороны, и талнахитов и оливиновых габбро, с другой, близки по химическому и минералогическому составу и различаются главным образом структурными признаками — атакситовостью первых и равномернозернистостью вторых.

6. При сопоставлении оптических констант (см. рис. 17) и составов (см. рис. 8) минералов для пегматоидов и пород расслоенной серии наблюдается аналогия в эволюции состава минералов там и здесь. По магнетизальности темноцветных минералов (характеристика m') породы располагаются так (см. рис. 15) в порядке ее убывания: талнахиты (троктолиты) — такситовые габбро-долериты — габбро, хотя перекрытия ореолов точек делают этот интервал не всегда четким.

7. От пород расслоенной серии пегматоиды отличаются несколько более высокими значениями коэффициентов F и φ , характеризующих соответственно железистость породы (соотношение железа и магния) и степень окисленности железа в ней.

8. При всей близости состава пегматоидов к соответствующим по химизму типам пород расслоенной серии, среди которых они находятся, полной аналогии, как показывают расчеты, при таком сопоставлении не получается (см. табл. 36, рис. 30). Отсутствие полной изохимичности не позволяет думать, что возникновение пегматоидов осуществлялось без привноса и выноса вещества путем одного повторного расплавления твердой породы и дальнейшей раскристаллизации вторичного расплава, на чем мы остановимся далее.

* Элементы ороговикования в виде распада ойкокритов темноцветных минералов на блоки, локального измельчения кристаллов плагиноклаза фиксируются в породах расслоенной серии и на значительном удалении от тел пегматоидов.

9. Наличие включений расплавленного типа в главных минералах пегматоидов и полученные температуры гомогенизации их в клинопироксенах (см. табл. 39) указывают на магматическую природу основных пегматоидов и подтверждают высказанные ранее представления (Золотухин, 1963, 1964₁) о существовании вторичного расплава при более низких температурах, выходящих за пределы интервала кристаллизации для пород расслоенной серии. Если в такситовых габбро-долеритах есть две категории расплавленных включений (более высокотемпературные — «первичные» и менее высокотемпературные — «вторичные»), то в талнахитах (троктолитах) и оливниновых габбро резко преобладают «вторичные» до полного отсутствия «первичных».

10. Основные пегматоиды в Талнахской интрузии, как и в прочих дифференцированных интрузиях Норильского района, не являются результатом кристаллизации остаточного расплава (в понимании А.Е. Ферсмана) или продуктом только метасоматического воздействия растворов на исходную магматическую породу (по А. Н. Заварицкому). По нашему мнению, они представляют собой итог вторичного расплавления уже застывших, но еще раскаленных интрузивных пород под воздействием струй летучих компонентов, отделяемых кристаллизующимися глубинными частями магматической колонны (Золотухин, 1963, 1964₁). При этом возникает магматическая лейкократизация вследствие сдвига эвтектической точки в сторону плагиоклаза в системе Ди — Ан при высоком давлении воды (Yoder, 1955). Расплавление может быть неполным, в результате чего возникают такситовые габбро-долериты (Золотухин, 1964₁), либо полным, когда раскристаллизация вторичного расплава приводит к образованию талнахитов (троктолитов) и габбро (Золотухин, Рябов, 1970).

11. На формирование окончательного облика пегматоидной породы оказывает влияние последующий (порой интенсивный) автосоматоз продукта раскристаллизации вторичного расплава отделяемыми им растворами.

Метасоматическое воздействие начинается с позднемагматической стадии пегматоидов, когда проявляется метасоматическая лейкократизация в виде существенно-полевошпатовых и полевошпатоносодержащих метасоматитов с основным плагиоклазом*, а со снижением температуры переходит к образованию соответствующих полевошпатовых метасоматитов обычного типа с альбитом и калишпатом (см. далее). Можно говорить, что магматическая лейкократизация плавно переходит в метасоматическую лейкократизацию, причем ореол развития последней значительно шире, чем первой.

12. Богатство пегматоидов летучими, а также циркуляция последних по магматическим каналам, как по тепловым флюидопроводникам (Поспелов, 1963), приводит к интенсивному изменению вмещающих интрузивных и экзоконтактовых пород и к возникновению как в пределах интрузии, так и во вмещающих породах рудных минералов, являющихся одним из минеральных компонентов метасоматически-измененных пород. С проявлением пегматоидов в интрузии генетически связывается присутствие в ней оруденения.

13. Для возникновения оруденения имеют значение постмагматические растворы, связанные не с интрузией вообще, а именно с пегматоидами, на что указывал в свое время А. Н. Заварицкий (1947). Аналогичная картина наблюдалась нами и для ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйской провинции, с которыми связано проявление титано-магнетитового оруденения.

* Продукты метасоматической «габброизации» по Д. С. Коржинскому (1968) и В. А. Жарикову (Жариков, Омеляненко, 1965).

14. Учитывая специфический характер растворов, связанных с пегматоидами вообще и с описываемыми нами пегматоидами в частности, правомерно связать с ними отсутствие полного тождества в химизме замещаемой интрузивной породы и пегматоида. Отсутствие изохимизма говорит о заметном привносе — выносе вещества в процессе возникновения пегматоидов уже на домагматической их стадии, поскольку нарушение баланса окислов элементов нельзя целиком отнести на счет более позднего метасоматического изменения (Золотухин, 1973).

15. Псевдотахилиты слагают жильные и ветвящиеся тела в верхней части разреза Талнахской интрузии и входят здесь в состав (в качестве «обломков») более поздней метасоматической псевдобрекчии (Рябов, Золотухин, 1970). Псевдотахилиты аналогичны по химическому составу безоливиновым и оливиновым габбро-долеритам расслоенной серии (см. табл. 37), в результате вторичного расплавления которых они возникают. Малая раскristаллизация либо стекловатость псевдотахилитов в отличие от пегматоидов связана с быстрой потерей расплавом летучих компонентов и их рассевом вдоль большой сети трещин. Когда отделение и уход летучих происходит не так быстро, степень раскristаллизации вторичного расплава может увеличиваться, и среди габбро-долеритов расслоенной серии интрузии возникают долеритоподобные тела. Метасоматиты, в том числе рудные, накладываются на псевдотахилиты позже (Рябов, Золотухин, 1970).

Из сказанного выше вытекают и представления о механизме образования пегматоидов и псевдотахилитов Талнахской интрузии. Для такситовых габбро-долеритов и габбро они были подробно изложены ранее (Золотухин, 1963, 1964₁; Золотухин, Васильев, 1967; Рябов, 1969₁). Суть их сводится к тому, что вторичный расплав в интрузии возникает не одновременно, а последовательно по мере кристаллизации и отвердевания основной расслоенной серии интрузивных ветвей от головных их частей к хвостовым. Пульсационные подвижки продолжающего внедряться магматического тела с уже отвердевшими, но раскаленными головными частями приводят к срывам этих частей вдоль контактов (но иногда и по другим направлениям), с проникновением струй летучих компонентов из еще кристаллизующихся блоков интрузии, вызывая в раскаленных породах понижение температуры плавления и возникновение вторичного расплава вдоль путей движения струй летучих компонентов. Приращение горизонтов вторичного расплава осуществляется в направлении продолжающейся кристаллизации интрузии (от ее головных к хвостовым частям) и будет продолжаться до тех пор, пока совершенно не прекратится движение интрузирующей магмы. Следовательно, кристаллизация горизонтов вторичного расплава с образованием пегматоидов, по-видимому, существенно одновременна, поскольку до этого продолжающийся поток более глубоких струй летучих компонентов не только не дает вторичному расплаву охлаждаться, но и вызывает дополнительное наращивание горизонта расплава и по простирацию, и по мощности (Золотухин, Шарпов, 1968; Золотухин, Васильев, 1967).

В отличие от пегматоидов в случае образования псевдотахилитов застывание вторичного расплава происходит почти сразу после его возникновения. Струи летучих компонентов рассеиваются по большой разветвленной сети трещин, и инъекция летучих вдоль той или иной системы трещин представляется одноактным процессом, прекращающимся с возникновением расплава и «залечиванием» подводящих трещин в результате его застывания или раскristаллизации. Очевидно, псевдотахилиты возникают не одновременно. Процесс их образования растянут во времени, но так же, как и для пегматоидов, в конце концов подчинен поступательному движению внедряющейся интрузии. Отметим также, что интенсивность развития как пегматоидов, так и псевдотахилитов будет определяться в значительной мере интервалом времени (и, соответственно,

степенью остывания пород), прошедшим от момента полной раскристаллизации расслоенной серии в том или ином интрузивном блоке до момента начала его подвижек в твердом виде под гидростатическим напором хвостовой внедряющейся магматической колонны. Более интенсивное их развитие можно ожидать при минимальных значениях этого интервала. При большом интервале развитие будет минимальным до полного отсутствия пегматоидов и псевдотахилитов. Другими словами, чем ближе температура вторичного расплава к температуре окончания кристаллизации пород основной расслоенной серии, тем большего развития пегматоидов можно ожидать в интрузии со всеми вытекающими отсюда последствиями, прежде всего с интенсивностью оруденения.

ГЛАВА VIII

НИЖНЕТАЛНАХСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННАЯ ИНТРУЗИЯ

На протяжении ряда лет в районе локализации Верхнеталнахской рудоносной интрузии отдельными буровыми скважинами подсекалась лежащая гипсометрически ниже ее интрузия габбро-долеритов, названная впоследствии Нижнеталнахской. Большие глубины залегания, редкая сеть полных пересечений массива, а следовательно, ограниченность информации не позволяли долгое время составить определенного заключения о принадлежности интрузива к одному из известных в районе типов. Имеющиеся в литературе краткие сообщения о Нижнеталнахской интрузии с различной степенью аргументации либо относят ее к моронговскому типу (Додин, Садиков, 1967; Комарова, Люлько, 1967; и др.), либо говорят о ней, как об одной из ветвей Талнахской рудоносной интрузии (Сухов, 1970).

К моронговскому типу относятся интрузии центральной части Норильского плато: гг. Пикритовая, Путанная, Моронго, Руинная, Пегматитовая, р. Тулаек-Тас. Все они располагаются вдоль зоны Норильско-Хараелахского глубинного разлома. Форма тел — пологосекущая, переходящая в дайкообразную в зоне разлома. Вмещающими породами являются отложения туфоловой толщи пермотриаса. Мощность интрузивных тел колеблется от 40 до 150 м.

М. З. Комарова и Т. П. Люлько (1967) отмечают, что отличительная черта интрузий этого типа — отсутствие четкой дифференциации. В то же время в разрезе тела они выделяют чередование оливиновых, оливинбиотитовых, пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, а в кровле — амфиболлизированные кварцевые габбро-долериты со шпирами основных пегматоидов. По свидетельству этих авторов, интрузивные породы имеют свежий облик, а метаморфический ореол — незначительный и проявляется в ороговиковании, биотитизации и амфиболлизации.

Нижнеталнахская интрузия приурочена к западному крылу Норильско-Хараелахского разлома в зоне сочленения его с Хараелахской мульдой и прослеживается в северном направлении от южной оконечности оз. Кыллах-Кюель (рис. 37). Интрузивное тело полого погружается на север и сечет карбонатно-глинистые сульфатоносные и глинистые осадки среднего и нижнего девона под углом около 5—10°. Нижнеталнахская интрузия имеет сложную форму, обусловленную напряженной структурно-тектонической обстановкой района в период внедрения магматического расплава. Головная южная часть интрузива имеет в поперечном разрезе субизометрическую и по простиранию трубообразную форму, обусловленную положением ее в ядре субмеридиальной антиклинальной складки (рис. 37). Далее на север, где интрузия погружается в область

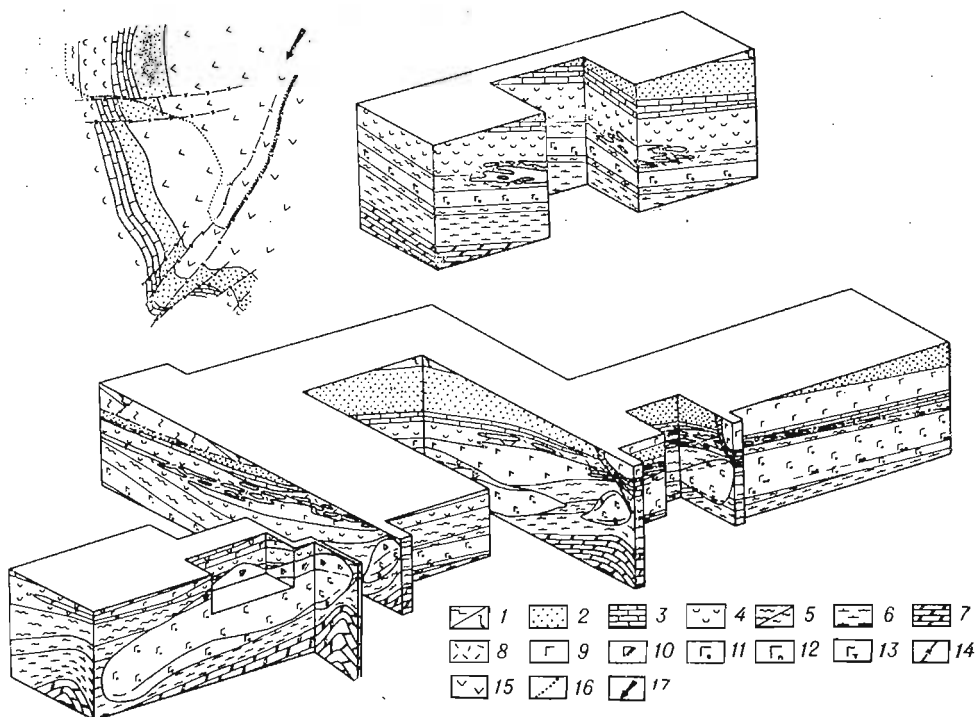


Рис. 37. Схематическая блок-диаграмма и план расположения Нижнеталнахской дифференцированной трапной интрузии (составлена по материалам НКГРЭ КГУ). 1 — базальты пермотриаса; 2 — терригенные отложения тунгусской серии; 3 — карбонатные осадки верхнего девона; 4 — ангидрито-мергельная толща среднего девона; 5 — аргиллиты среднего и нижнего девона; 6 — карбонатно-глинистые сульфатонесущие породы нижнего девона; 7 — карбонатные осадки силура; 8 — метасоматыты; 9 — габбро-долериты Верхнеталнахской интрузии. Нижнеталнахская интрузия: 10 — габбро-диориты; 11 — оливковые габбро-долериты; 12 — пикритоподобные габбро-долериты; 13 — троктолито- и такситоподобные габбро-долериты; 14 — дивзьюнктивные нарушения; 15 — эффузивы; 16 — контур Нижнеталнахской интрузии; 17 — направление внедрения магматического расплава.

менее дислоцированных пород, тело приобретает пластинообразную форму с раздувами в синклинальных частях. Восточный борт интрузива имеет крутонаклонный, серповидный характер, обусловленный нахождением здесь плоскости сместителя Главного тектонического шва Норильско-Хараелахского разлома. Западный борт — это межпластовое тело, повторяющее элементы залегания вмещающих пород и в крайней западной части (район оз. Хараелахского) выходящее под четвертичные отложения.

Мощность интрузии в местах раздувов трубообразного тела колеблется от 175 до 380 м, а в участках пластообразного залегания не превышает 60—100 м. В местах пережимов — утонений магматического тела — мощность уменьшается до 5—15 м, в ряде случаев до полного выклинивания.

Относительно дифференцированности Нижнеталнахской интрузии, в отличие от мнения ряда норильских геологов, считающих ее недифференцированной, либо слабодифференцированной, наши исследования подтверждают наблюдения Д. А. Додина и М. А. Садикова (1967) о «стратифицированном» (отчетливо слоистом) строении массива. Интрузия дифференцирована от пикритовых до безоливиновых габбро-долеритов, иногда устанавливается грубая полосчатость, обусловленная чередованием горизонтов (слоев течения), сложенных породами различного состава. Подобно интрузиям норильского типа, в Нижнеталнахской выделяются диориты, габбро-диориты, оливинсодержащие, оливковые, пикритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты. Наиболее кислые дифференциаты приурочены к кровельным частям массива, а наиболее основные — к приподошвенным участкам.

Нижнеталнахская интрузия, подобно массиву Моронго, имеет сложно-стратифицированное строение. Насыщенность оливином всего разреза магматического тела затрудняет выделение отдельных разновидностей пород. Этот факт не позволил И. А. Коровякову и др. (1963) отнести интрузию Моронго в разряд дифференцированных по норильскому типу. В Нижнеталнахской интрузии сохраняется общая тенденция к увеличению содержания оливина сверху вниз по разрезу, но при этом отмечаются постоянные частые нарушения последовательности залегания дифференциатов.

В продольном разрезе интрузия обладает асимметричным строением. В головных частях массива широко развиты габбро-диориты, диориты и гибридно-метасоматические породы. Количество их уменьшается с юга на север по падению тела от 12—15, реже 25%, до 3—5% мощности интрузива.

Эти породы, подобно описанным аналогам Талнахской интрузии, нельзя считать продуктами кристаллизационной дифференциации. Это уже в различной степени метасоматически измененные безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты. Переход апоинтрузивных гибридно-метасоматических пород в апоосадочные метасоматиты довольно постепенный. При этом сходный состав продуктов метасоматоза в ряде случаев затухивает характер субстрата и исходную породу установить невозможно.

Ниже излагается краткая минералого-петрографическая характеристика основных типов пород Нижнеталнахской интрузии.

Габбро-диориты, диориты и гибридно-метасоматические породы представляют собой розовые, массивные крупнокристаллические образования пегматоидного облика. Эти породы постепенно переходят одна в другую. Различия их сводятся к структурным и количественным соотношениям породообразующих минералов. Габбро-диориты имеют призматически-зернистую, офитовую и пойкилоофитовую структуру. Основные минералы их представлены плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой, в переменных количествах присутствует альбит, калишпат, биотит, титаномagnetит, спорадически отмечаются кварц и псевдоморфозы идингсит-булингита по оливину.

В гибридно-метасоматических породах структура преимущественно призматически-зернистая до гранобластовой, лепидогранобластовой. Клинопироксен и плагиоклаз для этих пород не характерны, они отмечаются иногда только как реликты. Широко развиты здесь каликатровые полевые шпаты, роговые обманки, сфен, апатит, титаномagnetит, реже встречается биотит, пренит, эпидот, сульфиды.

Диориты представляют собой переходную разность между двумя указанными выше крайними членами. По минералогическому составу здесь можно выделить целый ряд пород, приближающихся к монцонитам, сиенитам и т. п. Мы не ставим целью детально описать редкие типы пород и объединяем их по генетическому принципу в гибридно-метасоматические образования.

Полевой шпат в габбро-диоритах — гибридно-метасоматических породах является основным породообразующим минералом. Количество изменяется от 45 до 60—65%. Размер зерен от $0,1 \times 0,3$ до $0,3 \times 1,2$ см. В габбро-диоритах он представлен плагиоклазом, который уже в значительной мере деанортизирован, краевые каймы сложены альбитом, либо его призмы нацело замещены гомоосевыми псевдоморфозами альбита. В мезостазисе отмечается микропегматит. Состав плагиоклаза изменяется от $60 \rightarrow 40$ до $35 \rightarrow 5\%$ Ан (центр \rightarrow край) (см. табл. 42). В гибридно-метасоматических породах плагиоклаз исчезает и преобладающими становятся альбит и калишпат. Состав полевых шпатов здесь изменяется от 87% Орт, 13% Аб до 12% Орт, 84% Аб, 4% Ан (табл. 41).

Результаты химических анализов щелочных кремнекислых пород
Нижнеталнахской интрузии

Окислы	Номер анализа						
	553	554	555	556	557	558	907
SiO ₂	54,04	56,64	55,28	54,12	55,05	52,24	53,82
TiO ₂	0,95	1,08	0,90	0,90	0,85	1,10	0,86
Al ₂ O ₃	20,89	22,79	24,36	22,62	24,36	22,86	18,15
Fe ₂ O ₃	1,86	0,46	2,44	0,82	0,90	2,08	3,69
FeO	1,02	0,93	1,76	5,46	5,03	4,24	3,34
MnO	0,051	0,060	0,020	0,020	0,026	0,025	—
MgO	2,75	1,66	2,28	2,74	3,16	2,27	4,70
CaO	4,28	3,60	0,86	0,86	0,92	1,59	1,74
Na ₂ O	7,35	7,70	6,77	0,51	3,85	2,74	3,70
K ₂ O	1,55	1,79	2,53	5,08	3,48	5,94	7,48
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,16
H. ост.	79,72	86,24	86,52	78,24	79,70	65,84	—
P ₂ O ₅	2,08	0,16	0,13	0,13	0,14	0,20	0,15
	2,76	3,29	2,84	5,10	3,90	4,85	2,42
Cl	0,10	He обн.	0,10	0,10	0,10	0,10	—
CO ₂	0,40	0,99	0,025	0,10	0,06	0,44	—
SO ₃	He обн.	0,02	0,02	0,047	0,065	0,10	0,27
S _{сульф}	0,031	0,027	0,031	0,030	0,022	0,92	—
S _{вал}	0,031	0,027	0,032	0,049	0,047	0,96	—
Сумма	99,58	100,16	100,08	100,19	99,99	100,24	100,05

Фазовый состав полевых шпатов

Орт	12	12	19	87	37	58	54
Аб	84	80	81	13	63	41	40
Ап	4	8	—	—	—	1	6

Примечание. 553—558 — гибридно-метасоматические породы из кровли интрузии; 907 — пятнистый существенно альбит-кальципатовый метасоматит с хлоритом из подошвы интрузива.

Клинопироксен образует зональные призматические кристаллы и изометричные угловатые зерна. Краевые части клинопироксена часто озеленяются, наряду с этим отмечаются мелкие зеленые субидиоморфные его новообразования. Размер зерен клинопироксена варьирует от 0,1 до 8,0 мм по удлинению, а количество его изменяется от 20—25% до 0. Представление о составе клинопироксена можно получить из табл. 42.

Роговые обманки представлены бурой и зеленой разновидностями. Они образуют самостоятельные крупные (до 0,5—1,2 см по удлинению) зерна, каймы обрастания и псевдоморфозы по клинопироксену и отмечаются в виде мелкозернистых агрегатов в мезостазисе. Бурая роговая обманка плеохроирует от темно-бурой до светло-бурой, а зеленая — от густо-зеленой, сине-зеленой до светлой травяно-зеленой и от светло-зеленой до бесцветной. Количество роговой обманки в породах изменяется от 1—3 до 25—30%, преобладающей разновидностью обычно является зеленая (см. табл. 42).

Кристаллооптические свойства и состав главнейших породообразующих минералов габбро-долеритов Нижнетагурской штурзии

Породы	Минерал	Количество, %	N_g	N_p	$\angle 2V^\circ$	$\angle cNg^\circ$	Железистость, %	Состав, %	Вторичные изменения
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Диориты, габбро-диориты, гибридно-метасоматические породы	Плагиоклаз	60—65, до 45	1,569—1,556; 1,552; 1,539	1,561—1,547; 1,545; 1,526	—	—	—	Фед. мет. (60→40) до 35—5 (центр→→край)	Альбит, пре-нит, серицит, калишпат
	Клинопироксен	10—35	1,717—1,721	1,690—1,695	(+)52—55	43—46	(36—42)Гед	(38—34)Ди (26—24)КлЭн (36—42)Гед	Роговая обманка, биотит, хлорит
	Роговая обманка (бур. зел.)	1—3 25—30	1,668—1,673 1,725—1,682	— —	(-)68—73 До 60	12—13	17—22 44 и выше	— —	Актинолит Хлорит, биотит
Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты	Оливин	0—5	—	—	—	—	—	—	Псевдоморфозы, идингсит-боулинцит
	Клинопироксен	40—45	1,708; 1,715— 1,717	1,685; 1,690— 1,693	(+)44, до 48—54; 58; 60	(+)42; 45—47	(22—42) Гед	(46—36) Ди (32—22) КлЭн (22—42) Гед	Роговая обманка, хлорит
	Плагиоклаз	55—60	1,565—1,571; 1,576—1,582	1,557—1,563; 1,565—1,571	—	—	—	Фед. мет. (83—81)→(68—74)→50 Ан (центр→край)	Альбит, калишпат, пре-нит, сосюрит
	Биотит	Ед. до многих зерен	1,631; 1,645—1,650	—	—	—	39; 48—52	—	Сине-зеленые слюдки, хлорит
Оливиновые и пикритовые габбро-долериты	Оливин	5—65, чаще 15—25	1,705—1,741	1,670—1,701	(+)87; 89; 90—(-)87	—	(17—34) Фа, чаще (19—28) Фа	(17—34) Фа (83—66) Фо, чаще (19—28) Фа (81—72) Фо	Серпентин, бесцветный слюдястый минерал

	Ортопироксен	Ед. зерна, до 1—3%	1,693—1,703	1,682—1,692	(—)57—79	—	(22—32)Фс	(22—32)Фс (78—68)Эн	Хлорит
Оливиновые и пшкритовые габ- бро-долериты	Клинопироксен	5—35	1,702—1,707; 1,712	1,676—1,682; 1,690	(+)48—52; 59	(+)44— 46	(30—40)Гед	(36—38)Ди (34—22)КлЭн (30—40)Гед	Зеленая рога- вая обманка, серпентин, хлорит
	Плагиоклаз	15—40	1,570; 1,576—1,582; 1,587	1,563; 1,565— 1,570; 1,575	—	—	—	Фед. мет. 94—80→(73— 69)→57Ан (центр→край)	Пренит, аль- бит, сотовый гидрогранат
	Биотит	Мн. зерен, до 1—2	1,601—1,625; 1,637	—	—	—	12—32; 42	—	Бесцветные и сине-зеленые слоудки, серпент- тин, хлорит
Основные пег- матоиды (равно- мернозернистые и атакситовые	Оливин 1) ойкокристи 2) хадакристи 3) идиоморф- ные кристаллы	5—35	1) 1,708—1,733; 1,742 2) 1,700—1,722; 1,739 3) 1,701—1,729; 1,734—1,740	1) 1,671— 1,694; 1,702 2) 1,665— 1,683; 1,698 3) 1,665— 1,690; 1,695— 1,699	(+)88—(—) 79	—	1) (18—32) Фа 2) (14—26) Фа 3) (15—28) Фа	(18—32)Фа (82—68)Фо (14—26)Фа (86—74)Фо (15—28)Фа (85—72)Фо	Серпентин, иддингсит-боу- лицит
	Клинопироксен	35—45	1,696; 1,700— 1,705; 1,716— 1,719	1,674—1,680; 1,692—1,696	(+)43,46— 51,55	(+)43— 47	(26—48)Гед	(38—31)Ди (36—21)КлЭн (26—48)Гед	Зеленая рога- вая обманка, хлорит, серпент- тин
	Плагиоклаз	10—40	1,577—1,585; 1,573—1,570; 1,556	1,566—1,583; 1,565—1,562; 1,548	—	—	—	Фед. мет. Таблицы, призмы (91— 86)→79(70— 65)→56 Ан. Лейсты: 82→ →(16—68)→63 Ан(центр→ →край)	Пренит, со- товый гидрогра- нат
	Биотит	Мн. зерен	1,607—1,631	—	—	—	18—36	—	Бесцветные и сине-зеленые слоудки, хлорит

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Микродолериты, тахилиты	Стекло	0—35	—	—	—	—	—	—	Витрофицировано
	Плагиоклаз	35—50	—	—	—	—	—	Фед. мет. (61—67) Ан	Соссюрит
	Клинопироксен	40—55 до 0	1,725	1,702	+59	47	47 Гед	33 Ди 20 КлЭн Хлорит	
	Оливин	0—10	—	—	(—)81—84	—	(25—33)Фа	(25—33)Фа (75—67)Фо	—

Примечание. Состав породообразующих минералов определялся по диаграммам, помещенным на рис. 8.

Кварц наблюдается в виде мелких (0,05—0,3 мм) изометричных зерен и графических сростаний с полевым шпатом в микропегматите. Апатит образует иголки и псевдоморфозы по плагиоклазу. В отдельных случаях количество его достигает 3%. Сфен — самостоятельные клиновидные кристаллы и вытянутые агрегаты зерен в ассоциации с титаномагнетитом.

Безоливиновые и оливиносодержащие габбро-долериты имеют серый до темно-серого цвет, массивную текстуру. Структура пород — крупно- до мелкозернистой, призматически-зернистая, офитовая, пойкилоофитовая. В составе пород преобладает плагиоклаз, в меньших количествах находится клинопироксен. В мезостазисе отмечается кварц, биотит, а из рудных наблюдается титаномагнетит с характерными решетчатыми структурами распада. Оливин встречается спорадически и, как правило, нацело замещен иддингсит-боулингитом.

Плагиоклаз представлен преимущественно длиннопризматическими, уплощенными и таблитчатыми кристаллами размером 0,1—0,3 до 0,7, реже 1,5 мм по удлинению. Плагиоклаз зональный, сдвойникован чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам. Некоторое представление о его составе можно получить из табл. 42. По плагиоклазу развивается серицит, соссюрит, альбит, калишпат и пренит. Последний иногда образует крупные сферокристаллы и гнезда размером до 2—3 см. Показатели преломления пренита $N_g=1,633$; $N_p=1,611$, что соответствует практически безжелезистой разновидности (Трегер, 1968).

Клинопироксен образует призматические и изометричные угловатые зерна. С плагиоклазом находится в субофитовых взаимоотношениях и в то же время содержит его пойкилитовые вроски. Клинопироксен довольно часто сдвойникован. В отдельных случаях наблюдается распад крупных монокристаллов на мелкие полигональные зерна. Из вторичных минералов, развивающихся по клинопироксену, характерны бурый биотит, зеленый амфибол, сиене-зеленые слюдки и хлорит.

Кварц встречается в интерстициях в виде отдельных зерен либо мозаично гаснущих агрегатов, размером 0,2—0,4 мм. Иногда совместно с ним отмечается калишпат и альбит.

Оливиновые и пикритовые габбро-долериты слагают основную часть разреза интрузива. Значительные колебания оливина в

породах и частая их перемежаемость затрудняют выделение традиционных дифференциатов.

Габбро-долериты имеют темно-серый до черного цвет, массивную и пятнистую, средне- до мелкозернистой текстуру. Пятнистость пород обусловлена порфиroidностью выделений плагиоклаза. Под микроскопом структура пород офитовая, пойкилоофитовая, сегрегационная, порфиroidвая. Основные породообразующие минералы — оливин, плагиоклаз и клинопироксен. В переменных количествах постоянно отмечается бурый биотит. Ортопироксен сравнительно редко устанавливается в виде каем обрастания оливина и самостоятельных мелких изометричных зерен. Из других минералов отмечаются серпентин, пренит, зеленая роговая обманка, хлорит, из рудных — магнетит и сульфиды.

О л и в и н образует идиоморфные кристаллы (размером 0,05—0,1 мм), реже лапчатые крупные (0,5 — 3,0 мм) и изометричные мелкие (0,03 мм) зерна. Как отмечалось выше, оливин распределен в породе неравномерно, образуя редкие разрозненные зерна и сегрегационные скопления. Находящиеся в пойкилокристах клинопироксена зерна оливина обычно имеют округлую, как бы оплавленную форму. Представление о составе оливинов дают результаты замеров их кристаллооптических свойств, приведенные в табл. 42. Судя по оптическим данным, наиболее часто отмечаются оливины хризолитового состава с 19—28% Фа. Из вторичных минералов, образующихся по оливину, наблюдаются пластинчатый серпентин и магнетит. Кроме того, оливин иногда замещается слюдястым бесцветным минералом ($Nm=1,533\pm 0,002$).

К л и н о п и р о к с е н проявляется главным образом в виде пойкилокристов размером 0,1—1,2 см по удлинению, нередко сдвойникованных с вростками плагиоклаза и оливина. Количество клинопироксена также широко варьирует, так что в ряде случаев при минимальных его содержаниях порода может быть классифицирована как троктолит. Клинопироксен замещается роговой обманкой и хлоритом. Кристаллооптические свойства минерала приведены в табл. 42. Ортопироксен образует реакционные каймы и ксеноморфные зерна.

П л а г и о к л а з образует призматические, реже таблитчатые кристаллы размером 0,08—0,1 до 0,3—0,5 мм по удлинению, зональные и сдвойникованные главным образом по альбитовому, карлсбадскому, реже манебахскому законам. Плагиоклаз образует мелкие вростки в пойкилокристах клинопироксена и крупные кристаллы с явным ксеноморфизмом по отношению к оливину, а также порфиroidные выделения размером 0,3—0,8 см в поперечнике. Судя по оптическим данным, состав плагиоклаза изменяется от 94 до 50% Ан. Из вторичных изменений по плагиоклазу наиболее характерны пренит и сотовый гидрогранат.

Б и о т и т образует мелкие листочки размером 0,05—0,3 до 3,00 мм по удлинению. Скопления слюды приурочены к интерстициям породообразующих минералов и выделениям сульфидов, часто обрамляя их. Биотит плеохроирует от бурого и темно-бурого до бесцветного — светло-бурого. В краевых частях биотит нередко обесцвечивается либо становится зеленым. В ряде случаев он полностью замещается бесцветной или синезеленой слюдой. Данные о составе представлены в табл. 42.

Р у д н ы е встречаются в виде мелких округлых и ксеноморфных вкрапленников и прожилков в интерстициях породообразующих минералов и реже в них самих. Количество их широко варьирует, но обычно не превышает 3—5%. В отдельных случаях устанавливается богатая сидеронитовая руда, где сульфиды цементируют зерна оливина. Клинопироксен и плагиоклаз здесь замещаются частично или полностью.

Основные пегматоиды имеют темно-серый до черного цвет, мелко- до крупнозернистой структуру, массивную до атакситовой текстуру. Атакситовые пегматоиды сравнительно легко определяются визуально

по неравномернозернистой структуре. Однако широкого развития в Нижнеталнахской интрузии они не имеют, единичные их находки установлены только в северной прикорневой части магматического тела. Макроскопическое диагностирование равномернозернистых пегматоидов крайне затруднительно, поскольку они образуют постепенные переходы с дифференциатами расслоенной серии и внешне не отличаются от них. Под микроскопом наблюдаются пойкилоофитовая, офитовая, пегматоидная, роговиковая и пойкилитовая структуры.

Пегматоиды имеют переменное количество оливина, плагиоклаза и клинопироксена (см. табл. 42), в незначительных содержаниях присутствуют зеленая роговая обманка, бурый биотит, пренит, серпентин-хлорит и рудные.

О л и в и н в основных пегматоидах проявляется в различных формах. В такситовых габбро-долеритах он образует идиоморфные кристаллы (размером 0,1—2,0 мм), нередко распавшиеся на гаснущие неодновременно блоки, лапчатые крупные кристаллы (0,7—3,5 мм) и мелкогранулированные зерна (0,1—0,05 мм и менее). В равномернозернистых пегматоидах оливин встречается главным образом в виде двух форм. Первая из них — это крупные лапчатые ойкокристы (размером 0,3—5 мм) с включением хадакристов оливина, клинопироксена и реже плагиоклаза. Вторая — овалы, как бы оплавленные, хадакристы, находящиеся в ойкокритах лапчатого оливина и пойкилокритах клинопироксена (табл. XVII, 2). Состав оливина из пегматоидов изменяется от 18—37% Фа для крупных лапчатых ойкокристов, 15—38% Фа — для идиоморфных и до 14—36% Фа для мелкогранулированных и округлых хадакристов (см. табл. 42).

Наиболее характерным изменением оливина является серпентинизация. Процесс проходит избирательно; так, для равномернозернистых пегматоидов очень часто можно заметить, что из двух типов оливина серпентинизации частично с краев или нацело подвергаются овалы хадакристы оливина, ойкокристы при этом остаются свежими. Оливин пойкилитовых включений обычно замещается пластинчатым серпентином без образования сопутствующего ему магнетита. Последний наблюдается по системе трещин при серпентинизации идиоморфных и реже лапчатых зерен оливина. Иногда оливин замещается иддингсит-боулингитом ($Nm=1,651-1,665$) и хлоритом.

К л и н о п и р о к с е н образует крупные пойкилокристы (до 0,8—1,2 см по удлинению) с вростками плагиоклаза и округлыми зернами оливина. По отношению к лапчатым и идиоморфным зернам оливина клинопироксен ксеноморфен. Реже клинопироксен образует угловатые зерна, находящиеся в офитовых взаимоотношениях с плагиоклазом. Кристаллы клинопироксена нередко бывают sdвойникованы и зональны, последнее наиболее часто отмечается на границе с сульфидами. Клинопироксен замещается бурым биотитом, амфиболом, плеохроирующим от густо-зеленого до светлого желтовато-зеленого и бесцветного, сине-зелеными слюдками и хлоритом.

П л а г и о к л а з в основных пегматоидах отмечается в виде крупных (0,4—1,2×2,0—4,0 мм) таблитчатых кристаллов и мелких (0,1—0,5 мм) лейст. Крупные кристаллы, как правило, зональные: (90—86) → (56—48)% Ан (центр → край). Центральные их части замещаются сосюритом, пелит-серицитовым материалом и пренитом. В виде пойкилитовых вростков в крупных кристаллах плагиоклаза встречаются мелкие зерна оливина и лейсты плагиоклаза поздней генерации, состав которых 82—63% Ан. Плагиоклазы sdвойникованы по альбитовому, альбит-карлсбадскому, реже манебахскому и карлсбадскому законам.

Б и о т и т отмечается в виде самостоятельных листочков, образует скопления в ассоциации с сульфидами и замещает клинопироксен. По краям зерен биотит нередко обесцвечивается и замещается сине-зеленой слюдкой.

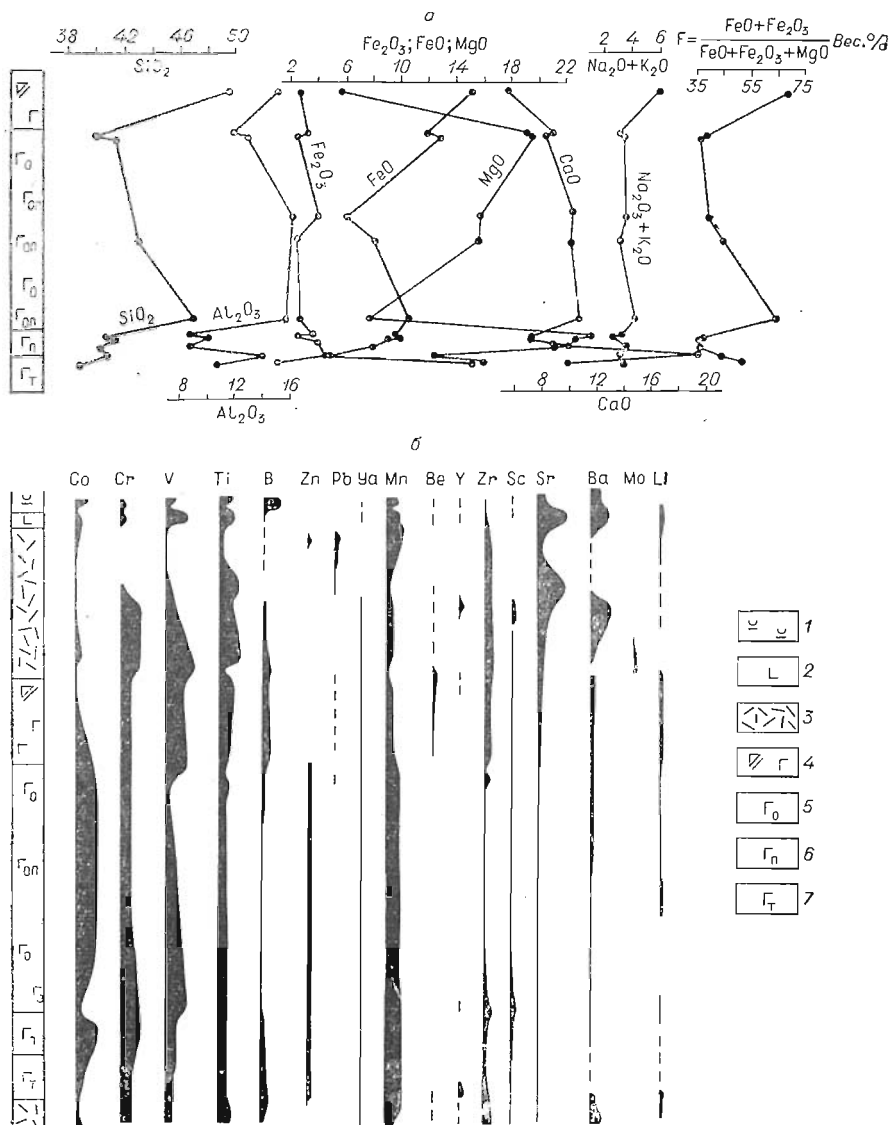


Рис. 38. Вариационные диаграммы содержания главных породообразующих окислов (а) и микроэлементов (б) в разрезе Нижнеталнахской интрузии. 1 — ангидрито-мергелистая толща; 2 — доталнахские долериты; 3 — метасоматиты; 4 — безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты; 5 — оливиновые габбро-долериты; 6 — пикритовые габбро-долериты, 7 — троктолито- и такситоподобные габбро-долериты.

Рудные представлены вкрапленностью магнетита и сульфидов. Размер и количество вкрапленников варьирует в широком диапазоне: от субмикроскопических до нескольких миллиметров. Содержание сульфидов в отдельных случаях достигает значительных концентраций.

Подобные равномернозернистым пегматоидам Нижнеталнахской интрузии породы были встречены в Талнахской интрузии. Они описаны в литературе как талнахиты-троктолиты (Золотухин, Рябов, 1970), на характеристике которых мы остановились в специальном разделе настоящей работы.

Микродолериты и тахилиты — стекловатые базальто- и дожеритоподобные породы, отмечаются в виде круто секущих габбро-долериты жилькоподобных тел. Истинная мощность этих тел составляет 5—18 до 50—60 м.

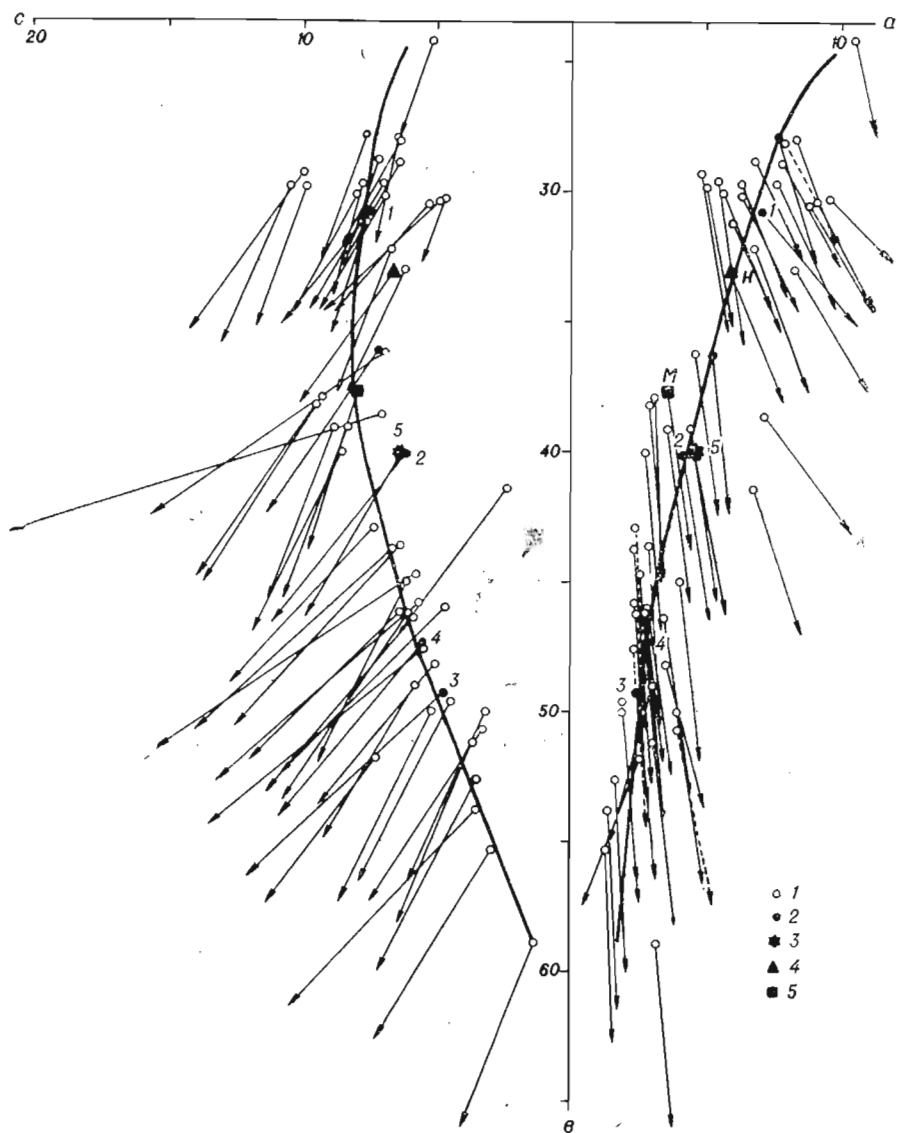


Рис. 39. Диаграмма А. Н. Заварицкого для габбро-долеритов Нижнеталнахской интрузии.

1 — габбро-долериты Нижнеталнахской интрузии (НТИ); 2 — средние химические составы отдельных дифференциатов (цифры около точек соответствуют номерам анализов в табл. 43); 3 — средневзвешенный состав НТИ (ваши данные); 4 — средневзвешенный состав НТИ (Додин, Садиков, 1967); 5 — средний химический состав интрузии Моронго (Комарова, Люлько, 1968).

В одном из подсеченных бурением контактов прослежен переход от тахилита в микродолерит. Кроме того, эти породы образуют фронтальную эндоконтактовую зону интрузивного тела.

Породы имеют темно-серый до черного цвет, порфировую до афировой структуру с тонко- и скрытокристаллическим строением основной массы. Порфировые выделения представлены корродированными таблицами плагиоклаза или псевдоморфозами серицит-пелит-пренита по ним. Сами фенокристы нередко имеют округлые включения плагиоклаза более ранней генерации (табл. XVII, 3). Структура основной массы под микроскопом пилотакситовая и гиалопилитовая в тахилитах и микродолеритовая до пойкилоофитовой в микродолеритах.

Стекло тахилитов, как правило, витрофицировано, либо замещено серпентин-хлоритовым материалом. Микродолериты состоят из плагиоклаза (35—45%), клинопироксена (45—55%) и оливина (5—7%). Измерения плагиоклазов на столике Федорова показали, что в их составе находится 61—67% Ан. Оливин соответствует хризолиту (21% Фа), а клинопироксен состоит из 33% Ди, 47% Гед, 20% КлЭн.

Петрографическое изучение пород позволяет отметить ряд характерных свойств для габбро-долеритов Нижнеталнахской интрузии: насыщенность оливином всего разреза интрузии, троктолитоподобный облик габбро-долеритов, порфирированность плагиоклаза, слабое развитие характерного для рудоносных интрузий такситового горизонта в ярком выражении и, наконец, оплавленные и лапчатые формы зерен оливина (см. табл. XVII, 2).

Некоторое представление о поведении породобразующих окислов в разрезе Нижнеталнахской интрузии дает рис. 38, а, демонстрирующий изменение их содержания в одном из пересечений магматического тела. Все многообразие химических составов габбро-долеритов нами отражено на трех диаграммах (рис. 38, 39, 40). На рис. 39 приводится диаграмма Заварицкого, где нанесены анализы по этой интрузии и средневзвешенные составы по отдельным дифференциатам. Следует сказать, что слабая разбуренность интрузии и редкая сеть полных пересечений ее создают определенную трудность в установлении мощностей и распространенности отдельных дифференциатов и для расчета средневзвешенных их составов, которые приведены в табл. 43.

Как показывает диаграмма (рис. 39), фигуративные точки дифференциатов вытягиваются вдоль оси *Sb*, образуя равномерно насыщенный ими шлейф. Векторы закономерно смещаются снизу вверх вдоль оси *Sb*, крайними членами дифференцированного ряда при этом являются пикритовые габбро-долериты внизу и габбро-диориты вверху. Линии дифференциации в этом направлении показывают постепенное повышение роли щелочного компонента в плагиоклазе (увеличение параметра *a* от 3

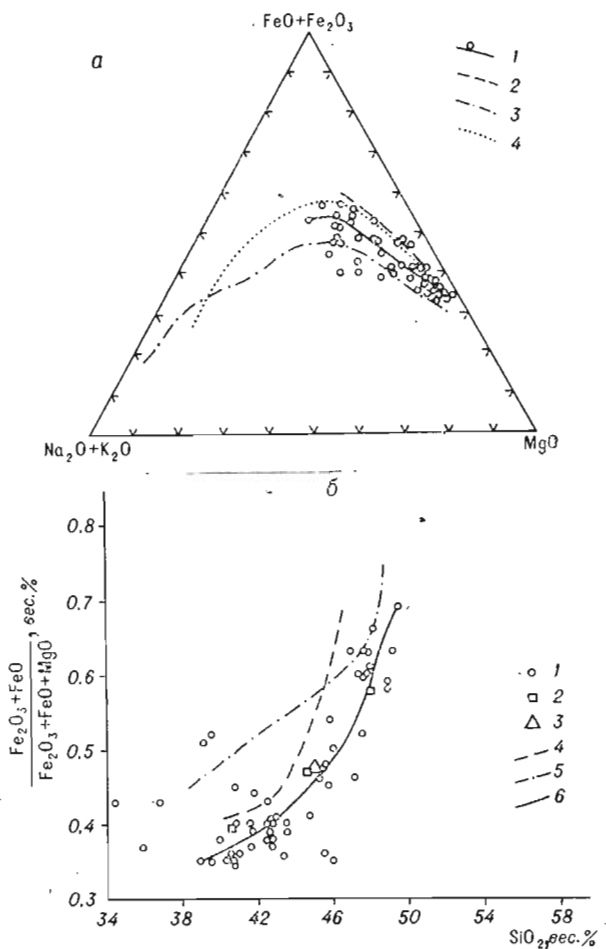


Рис. 40. Диаграммы направления кристаллизации (а) и железистость — SiO_2 (б) для Нижнеталнахской (НТИ) и некоторых других интрузий Норильского района.

а. Линии дифференциации: 1 — НТИ; 2 — интрузии Моронго; 3 — интрузии Норильск-I; 4 — интрузии Норильск-II. б. 1 — габбро-долериты НТИ (анализы табл. 43); 2 — средние химические составы отдельных дифференциатов (там же); 3 — средневзвешенный состав НТИ. Линии кристаллизации: 4 — интрузии Моронго; 5 — интрузии Норильск-I; 6 — НТИ.

Результаты некоторых химических анализов габбро-долеритов и средние

Оксиды	Номер							
	913	935	912	918	939	947	903	950
SiO ₂	49,20	48,18	45,88	42,62	45,84	42,71	41,64	40,56
TiO ₂	0,95	1,35	0,70	0,36	0,54	0,34	0,40	0,39
Al ₂ O ₃	15,27	15,49	17,75	16,24	18,28	16,10	11,50	8,54
Fe ₂ O ₃	1,93	4,22	2,25	1,44	1,29	4,00	1,07	3,55
FeO	9,41	8,77	8,41	8,69	7,11	6,00	10,02	9,48
MnO	0,18	0,27	0,16	0,17	0,12	0,14	0,20	0,18
MgO	9,90	6,57	9,15	16,02	10,02	15,62	21,64	23,22
CaO	6,62	9,92	10,24	8,66	10,52	10,34	7,48	7,38
Na ₂ O	2,65	2,50	1,81	1,00	1,42	1,70	1,56	1,23
K ₂ O	1,36	0,80	0,55	0,60	1,02	0,60	0,74	0,53
П. п. п.	—	1,82	—	—	3,61	2,35	3,57	4,32
H ₂ O ⁺	2,00	—	0,20	2,97	2,96	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,09	—	0,096	2,50	—	0,13	0,14	0,12
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,10	0,068	0,09	0,09	0,11	0,09
Сумма	100,52	100,02	99,57	99,90	99,99	99,11	100,54	99,64

Числовые характеристики

<i>a</i>	7,9	6,8	5,0	3,1	4,8	4,5	4,0	3,4
<i>c</i>	6,4	7,2	9,9	9,3	10,5	8,3	3,1	3,6
<i>b</i>	28,1	28,8	29,9	37,9	29,3	39,1	50,0	51,2
<i>s</i>	57,6	57,2	55,2	49,8	55,4	48,0	42,8	42,1
<i>f'</i>	38,3	42,8	35,3	25,3	28,6	23,2	24,3	21,6
<i>m'</i>	40,5	39,2	54,3	71,4	61,1	66,4	65,7	69,6
<i>c'</i>	20,7	17,8	10,4	3,2	10,3	10,3	10,1	8,9
<i>n</i>	74,8	81,5	83,3	71,7	67,7	81,1	76,2	77,9
<i>φ</i>	6,0	12,5	6,7	3,2	4,0	8,6	5,3	5,4
<i>t</i>	1,4	2,0	1,0	0,6	0,88	0,59	0,79	0,72
<i>Q</i>	-7,1	-6,4	-9,5	-15,9	-9,4	-21,4	-25,6	-25,8
<i>a/c</i>	1,2	0,9	0,50	0,32	0,46	0,54	1,3	0,87
<i>f/m</i>	0,96	0,65	0,64	0,35	0,47	0,34	0,37	0,31
<i>F</i> 100 %	48,6	47,1	39,0	25,9	31,6	25,6	26,7	23,4

Примечание. 913, 935 — безоливиновые габбро-долериты; 912, 918 — оливинсодержащие; 949 — микродолерит; 908 — тахситовый габбро-долерит; 930, 948 — равнозернистые оливиновые габбро-долериты (среднее из 20 анализов); 2 — оливиновый габбро-долерит (средний химический состав основных пегматитов (среднее из 9 анализов); 5 — среднее состав Нижнеталнахской интрузии (Долин, Садинов, 1967); М — средний химический состав

до 8). При значении характеристики *b* около 38—40 происходит изгиб кривых дифференциации. Положение векторов в плоскости *Scb* свидетельствует о постоянном преобладании в породах Na над K (*n* изменяется снизу вверх от 51 до 88). Величина и направление векторов, показывающих соотношение дополнительных характеристик *c'*, *m'*, *f'*, свидетельствует о преобладающей роли магниального компонента в составе цветных минералов по сравнению с известковыми. Сверху вниз на диаграмме дополнительная характеристика *m* возрастает с 39 до 74, в то время как *s* уменьшается с 20—22 до 5, а *f'* с 35 до 32. Габбро-долериты Нижнеталнахской интрузии относятся к недосыщенным кремнеземом породам, величина *Q* изменяется в них от -6,3 для верхних дифференциатов до -34,4 — для нижних.

значения отдельных дифференциатов нижнеталнахской интрузии

а н а л и з а

949	908	930	948	1	2	3	4	5	Н	М
47,03	45,58	43,51	42,87	46,12	44,77	41,38	40,79	43,40	46,57	44,16
1,24	0,64	0,35	0,40	0,66	0,64	0,47	0,47	0,63	0,85	1,01
15,64	15,50	14,98	16,04	16,01	12,66	9,79	10,70	13,10	14,05	14,78
2,60	1,45	2,01	2,36	1,00	2,26	3,75	2,78	2,54	2,61	1,95
10,40	7,19	8,99	8,05	6,54	9,18	5,01	10,47	9,24	7,70	11,78
0,18	0,20	0,18	0,15	0,12	0,20	0,19	0,18	0,18	0,24	0,17
7,62	9,26	16,50	15,51	7,44	15,68	22,64	20,13	14,93	9,62	12,71
10,83	12,58	9,05	10,19	14,24	8,48	7,24	7,43	9,16	10,71	9,43
2,24	2,92	0,98	1,34	2,09	1,30	0,75	0,94	1,54	2,02	1,35
0,70	1,29	0,49	0,50	1,56	1,04	0,75	0,66	0,88	1,35	0,44
1,40	3,23	2,81	2,70	3,57	4,01	4,20	—	—	3,05	1,94
0,10	0,19	—	—	0,27	—	—	4,56	3,05	—	—
—	—	—	0,16	0,14	—	0,16	0,12	0,37	—	0,15
0,16	0,40	0,105	0,09	0,17	0,10	0,13	0,11	0,12	0,26	0,96
99,98	100,11	99,41	100,04	99,07	100,15	100,73	99,92	99,14	99,03	100,29

по А. Н. Заварицкому

7,6	8,3	2,8	3,6	7,1	4,2	2,5	2,8	4,6	5,9	3,0
7,0	6,2	8,5	8,8	7,5	6,1	4,7	5,4	6,3	6,6	7,9
29,7	3,3	40,0	39,1	30,8	40,1	49,3	47,3	40,2	33,1	39,3
55,7	52,4	48,7	48,5	54,6	49,6	43,4	44,5	48,9	54,4	49,2
29,5	25,0	25,4	24,8	24,1	26,2	22,1	25,0	27,0	29,8	31,7
48,5	47,5	68,7	66,4	42,2	64,0	71,1	68,3	61,3	50,0	60,0
22,0	27,5	5,9	8,8	33,7	9,8	6,7	6,7	11,7	20,2	7,3
72,7	77,5	76,0	80,3	67,1	65,8	60,3	69,7	70,5	49,0	82,4
5,2	3,8	4,0	5,1	2,9	4,6	5,95	4,7	53,1	6,7	3,0
1,0	1,0	0,6	0,69	1,1	1,1	0,85	0,8	1,1	1,3	1,3
-10,8	-18,0	-16,7	-19,1	-12,4	-14,3	-22,9	-22,1	-17,7	-9,7	-15,5
1,1	1,3	0,33	0,41	0,94	0,7	0,53	0,5	0,68	0,90	0,30
0,87	0,53	0,55	0,37	0,56	0,59	0,31	0,37	0,44	0,37	0,83
35,5	34,0	25,1	26,9	35,9	42,0	23,5	26,5	30,2	37,1	48,3

шие габбро-долериты; 939, 947 — оливиновые габбро-долериты; 903, 950 — пикритовые габбро-до-основные пегматоиды. Средние химические составы пород Нижнеталнахской интрузии: 1 — безо-нее из 8 анализов); 3 — богатые оливином габбро-долериты (среднее из 17 анализов); 4 — взвешенный состав Нижнеталнахской интрузии (по нашим данным). Н — средневзвешенный интрузии Моронго (Комарова, Люлько, 1967).

На диаграмме, связывающей коэффициент фракционирования (F) с SiO_2 , нанесены данные по интрузиям Нижнеталнахской, Моронговской и Норильск-I (рис. 40, б). Величина коэффициента фракционирования Нижнеталнахской интрузии постепенно возрастает от пикритовых габбро-долеритов ($F=0,35$) к габбро-диоритам ($F=0,70$). Вариационные кривые интрузий сходны по конфигурации и свидетельствуют о возрастании желе-за по отношению к магнию в процессе дифференциации. Следует заме-тить, что кривые дифференциации приведенных интрузий имеют качест-венное сходство с линиями интрузий норильского типа (см. рис. 40, а).

Общий ход дифференциации Нижнеталнахской и ряда других интру-зий представлен на тройной диаграмме (см. рис. 40, а), вершинами которой являются $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и MgO . Линии дифференциации,

как видно из рисунка, близки по направлению, а для интрузий Норильск-I и Норильск-II при этом отмечается далеко зашедшая дифференциация.

На рис. 41 помещены гистограммы распределения породообразующих окислов в Нижнеталнахской (а) и Моронговской интрузиях (б) (анализы заимствованы из работы Коровякова и др., 1963). Рассмотрение гистограмм позволяет заметить, что в большинстве случаев закономерности распределения окислов Нижнеталнахской и Моронговской интрузий сходны между собой. Скромные количества опубликованных данных по Моронговской интрузии не позволяют произвести более точные построения, нежели воспроизведенные на рисунке. Тем не менее, для FeO отчетливо наблюдается смещение максимума частоты встречаемости в Нижнеталнахской интрузии в сторону меньших содержаний окисла в породах интрузива.

Некоторое представление о геохимических особенностях Нижнеталнахской интрузии дает рис. 38, б, построенный по данным полуколичественного спектрального анализа пород. Содержание никеля в богатых оливином габбро-долеритах составляет 0,1%, а в бедных оливином породах снижается до 0,01—0,001%. Количество других элементов составляет: Co, V, Ba, B — 0,01—0,001%; Ti, Mn — 0,1%; Cu, Cr, Zr, Sr, Zn — 0,01%; Ga, Sc — 0,001%.

Исследование магнитных свойств пород Нижнеталнахской интрузии (Линд, Рябов, 1973) показало низкую индуктивную намагниченность ($\bar{x}=20 \cdot 10^{-5}$ СГС, $\delta\bar{x}=2,6 \cdot 10^{-5}$ СГС) и значительный разброс векторов остаточной намагниченности (I_n) по знаку и углам наклонения. Какой-либо закономерности в распределении пород определенной полярности в вертикальном разрезе интрузии не устанавливается. Подобное положение установлено для Моронговского массива и это свойство называется устойчивым для этого типа интрузий (Линд и др., 1966). Интересно, что в случае пространственного сближения рудоносной Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий происходит увеличение намагниченности пород последней, по-видимому, за счет сильного магнитного поля рудоносного интрузива. Разброс векторов остаточной намагниченности установлен для такситовых габбро-долеритов дифференцированных интрузий Норильского района (Линд, Рябов, 1973), что объясняется более поздним формированием этих пород по сравнению с «нормальными» дифференциатами. Представляется реальным провести аналогию между генетической природой остаточной намагниченности такситов и габбро-долеритов Нижнеталнахской интрузии. В этом случае разброс векторов I_n подтверждает механизм становления массива путем пульсационного заполнения камеры магматическим расплавом с широким развитием вторичного переплавления пород и полной раскристаллизацией вторичного расплава.

Метаморфическое воздействие Нижнеталнахской интрузии на вмещающие породы заключалось в образовании контактовых роговиков по мере удаления от магматического тела сменяющихся узловатыми и пятнистыми сланцами. Мощность ореола роговиков составляет первые десятки сантиметров — метры. Значительно расширяется ореол измененных пород под воздействием метасоматизирующих растворов, которые наложили отпечаток не только на породы экзоконтакта, но и на габбро-долериты интрузии. Наибольшее развитие метасоматитов (мощностью до 25—45 м) отмечается вдоль центральной трубообразной части интрузива. В периферических частях массива (район оз. Хараелахского) мощность измененных пород уменьшается до первых десятков сантиметров при мощности магматического тела в этой части около 100 м. Метасоматических преобразований здесь уже не улавливается. В тесной зависимости от литолого-химического состава вмещающих пород находится состав измененных пород.

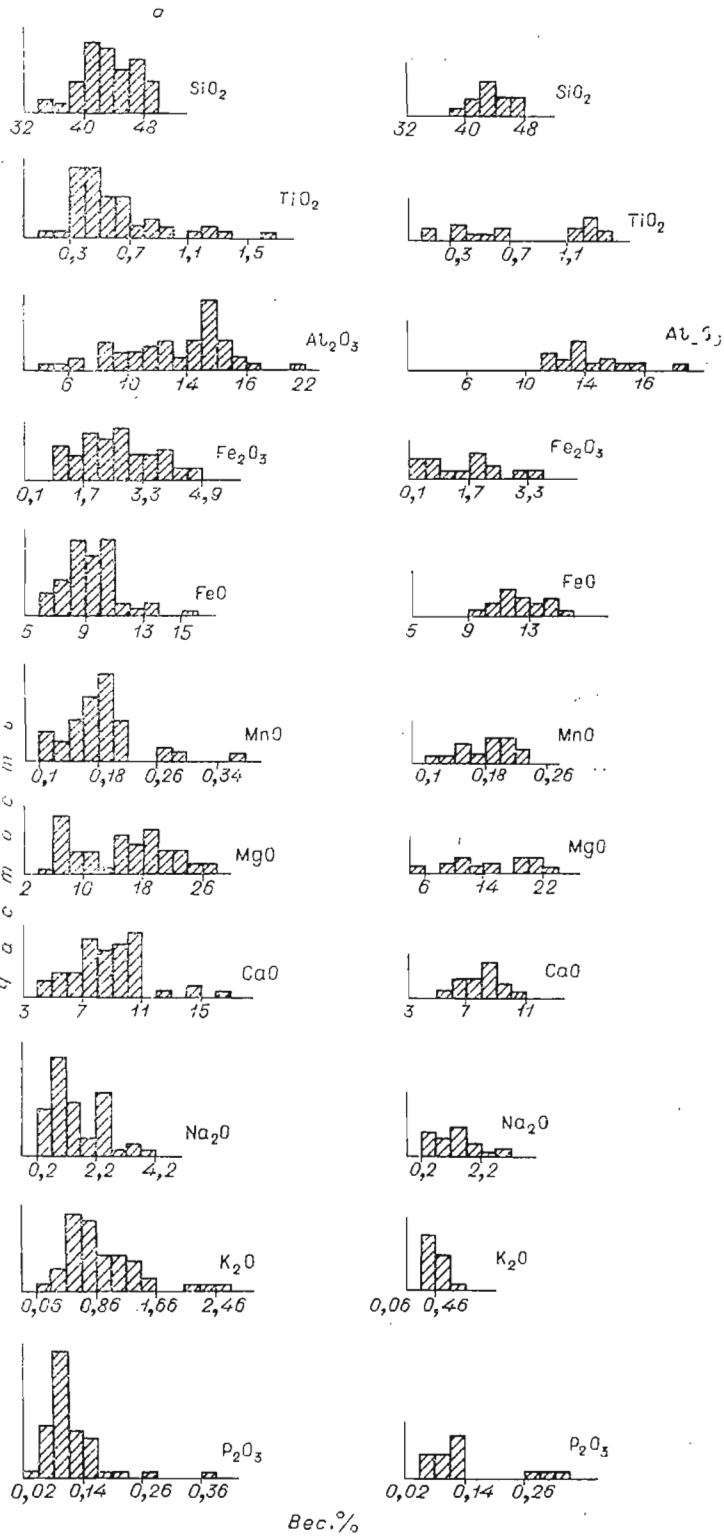


Рис. 41. Гистограммы распределения породообразующих окислов в Нижнеталнахской (а) и Моронговской (б) интрузиях.

Изучение контактовых роговиков, связанных с Нижнеталнахской интрузией, позволило Д. М. Туровцеву (1970) установить целый ряд их минералогических типов.

В ближнем экзоконтакте он выделяет гиперстен-плагноклаз-кордиеритовые, шпинель - пироксеновые, шпинель-форстерит-пироксеновые и диопсид-плагноклазовые роговики, а в дальнем — актинолитовые, эпидот-кальцит-актинолитовые и хлорит-эпидот-альбитовые.

Наиболее распространенными метасоматитами в ореоле интрузии являются альбититы и пироксениты, образующиеся соответственно по глинистым и мергелистым вмещающим породам. Интересно отметить случаи переслаивания щелочных кремнекислых метасоматитов со слабоизмененными мергелями или пироксенитами в местах переслаивания аргиллитов и мергелей. Это объясняется, по-видимому, возможностью фиксации щелочей метасоматизирующих растворов в основном в богатых глиноземом и кремнеземом породах и подвижностью их в легкорастворимых магnezально-известковых образованиях.

Щелочные кремнекислые метасоматиты образуются за счет как осадочных, так и интрузивных пород. В ряде случаев в метасоматитах можно встретить признаки исходных пород по сохранившимся узловатым, пятнистым, слоистым и диабазовым структурам просвечивания.

Метасоматиты имеют светло-серый до розового цвет и мелко-среднезернистую структуру. Под микроскопом у пород гранобластовая, роговиковая, лепидогранобластовая структура. Основным минералом этих пород является альбит (60—80%), в переменных количествах отмечается калишпат (5—20%), клинопироксен (0—35%), биотит (0—20%), актинолит (0—5%), хлорит (3—10%) и рудные (1—5%), спорадически устанавливаются кварц, сфен, апатит и рутил. Различные соотношения минералов создают все многообразие полевошпатовых метасоматитов.

П о л е в о й ш п а т образует крупные призматические кристаллы (размером до 0,5 см по удлинению) либо мелкозернистый (0,3 мм и менее) гранобластовый агрегат зерен. Нередко можно встретить комбинацию этих двух проявлений альбита в виде гетерогранобластового до порфиروهого строения. Крупные метакристы альбита sdвойникованы по альбитовому закону. ($N_g=1,538-1,539$; $N_p=1,526-1,528$).

К а л и ш п а т отмечается совместно с альбитом. Под микроскопом он устанавливается по характерной буроватой окраске в проходящем свете и иногда проявляющейся шахматной структуре погасания. Показатели преломления: $N_g=1,526-1,533$; $N_p=1,519-1,526$.

К л и н о п и р о к с е н образует субидiomорфные изометричные кристаллы размером 0,05—0,3 мм, слабо плеохроирующие в зеленых тонах. Судя по кристаллооптическим свойствам ($N_g=1,746-1,752$; $N_p=1,723-1,726$, $\angle cN_g=54-56^\circ$; $\angle 2V=70-74^\circ$), состав клинопироксена соответствует ферриавгиту. Клинопироксен замещается бурым биотитом. Среди метасоматитов можно встретить породы с самыми различными соотношениями клинопироксена и биотита.

Б и о т и т наблюдается в виде крупных порфириблест, мелких ориентированных листочков и каем замещения вокруг клинопироксена. В метасоматически измененных габбро-долеритах биотит замещает клинопироксен, развивается по трещинкам в оливине и образует гнезда в ассоциации с пренимом, альбитом и реже ангидритом. Судя по показателям преломления ($N_g=1,606-1,617$) в составе биотита находится 7—24% железистого компонента.

А к т и н о л и т встречается в виде игольчатых светло-зеленых кристаллов (размером 0,05—0,3 мм), разбросанных в мелкозернистой альбитовой массе. Кристаллооптические свойства его следующие: $N_g=1,651-1,660$; $N_p=1,632-1,640$; $\angle cN_g=15-16^\circ$; $\angle 2V=79-82^\circ$, что свидетельствует о присутствии в его составе 32—40% ферроактинолитового компонента (Трегер, 1968).

Х л о р и т — довольно широко распространенный вторичный минерал щелочных кремнекислых метасоматитов. Он замещает клинопироксен и биотит и проявляется в виде радиально-лучистых и спутанно-волокнистых агрегатов и сферокристаллов бурого и различных оттенков зеленого цвета. Под микроскопом он имеет сине-фиолетовые, табачно-зеленые и серые аномальные цвета интерференции, а в ряде случаев становится изотропным. Показатели преломления его: $N_g=1,557-1,568$; $N_p=1,555-1,565$.

Р у д н ы е представлены магнетитом, реже гематитом, и сульфидами. Магнетит образует дендритовидные и игольчатые кристаллы, а также формирует характерные для титаномagnetитов решетчатые структуры распада. Из сульфидов чаще всего отмечается пирит и халькопирит в виде изометричных зерен. Повышенные концентрации халькопирита были встречены в биотит-полевошпатовых породах в подошве интрузива. Некоторое представление о химизме щелочных кремнекислых метасоматитов дает табл. 41 (ан. 907).

Существенно клинопироксеновые метасоматиты образуются по мергелям, тахилитам и габбро-долеритам интрузии (табл. XVII, 4). В первом случае они представлены гранобластовым агрегатом зерен клинопироксена с переменным количеством кальцита и ангидрита, реже пренита. Во втором — проявляются в виде крупнокристаллических гнезд с распылчатыми границами либо мелкозернистых жилкообразных тел, секущих габбро-долериты (см. анализ 62М в табл. 56). Мощность «жил» обычно не превышает первых десятков сантиметров. Размер зерен клинопироксена изменяется от 0,2—0,4 см до 0,05—0,3 мм. В краевых частях метасоматических зон в габбро-долеритах нередко можно встретить псевдоморфозы сотового гидрограната по хадакратам плагиоклаза из включений в ойкокритах первичного клинопироксена. Кристаллооптические свойства клинопироксенов следующие: $N_g=1,741-1,743$; $N_p=1,722-1,723$; $\angle cNg=52-55^\circ$; $\angle 2V=(+)70-74^\circ$.

Пироксениты содержат переменное количество ангидрита, кальцита и пренита. В одних случаях это единичные ксеноморфные зерна последних, в других — кальцифиты и пироксен-пренитовые породы до мономинеральных мраморов и пренититов. В незначительных количествах в пироксенитах, кроме указанных минералов, встречаются гидрогранат, серпентин, магнетит и сульфиды.

На рис. 42 приведена вариационная диаграмма поведения породообразующих окислов при метасоматическом замещении пироксенитом оливковых габбро-долеритов. С этой целью были химически проанализированы габбро-долериты, обрамляющие пироксенит и сам метасоматит (табл. 44, ан. 952, 955, 954). Баланс вещества при метасоматическом изменении пород подсчитывался по методу Т. Барта (Авидон, 1968). Формула пироксена (ан. 954), пересчитанная по кислородному методу, имеет следующий вид: $(Ca_{0,81}Mg_{0,08}$

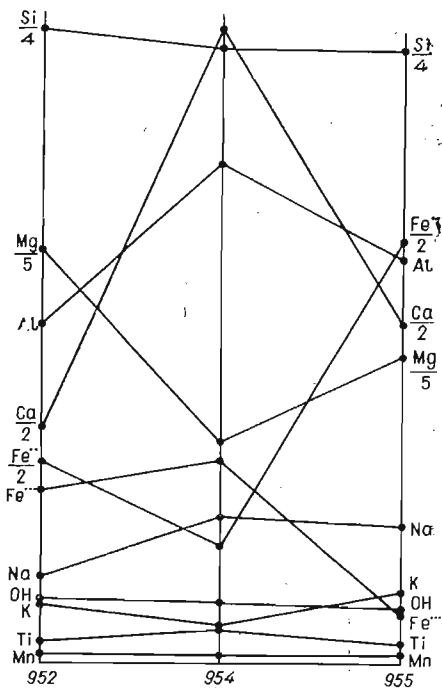


Рис. 42. Диаграмма привнос-вынос для габбро-долеритов Нижнеталнахской интрузии при образовании по ним пироксенита (пересчеты в табл. 44). 952, 955 — габбро-долерит, 954 — пироксенит.

$\text{Na}_{0,09} \text{K}_{0,02} \text{Ca}_{1,00} (\text{Mg}_{0,62} \text{Fe}_{0,15}^{+2} \text{Fe}_{0,13}^{+3} \text{Al}_{0,20} \text{Ti}_{0,02})_{1,12} (\text{Si}_{1,58} \text{Al}_{0,62})_{2,20} \text{O}_6$. Из диаграммы (см. рис. 42) следует, что при образовании пироксеновых метасоматитов происходит привнос Ca, Al, Ti, Na и P и вынос Mg, суммарного Fe, Si, K, Mn и H_2O . Количественная характеристика этого процесса приведена в табл. 44.

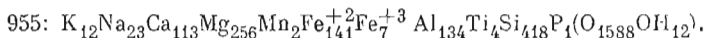
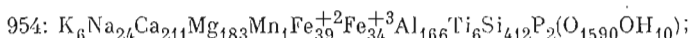
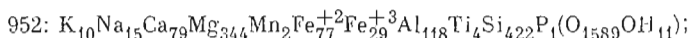
Широко развита в габбро-долеритах Нижнеталнахской интрузии серпентинизация. Степень измененности пород ощутимо увеличивается от прикорневых (северных) частей интрузива к фронтальным (южным). В последнем случае серпентинизации подвергаются не только фемические минералы, но и салические. Изучение измененных пород позволяет установить наряду с аутометаморфической и метасоматическую серпентинизацию.

Таблица 44

Расчет структурных формул пород и определение баланса вещества при образовании апоинтрузивного пироксенового метасоматита

Окислы	Номер анализа								
	952			954			955		
	вс. %	мол. %	коэфф.	вс. %	мол. %	коэфф.	вс. %	мол. %	коэфф.
SiO_2	41,38	689	422	40,66	677	412	38,77	648	418
TiO_2	0,47	6	4	0,81	10	6	0,48	6	4
Al_2O_3	9,79	192	118	13,88	272	166	10,56	207	134
Fe_2O_3	3,75	47	29	4,45	56	34	0,90	11	7
FeO	9,01	125	77	4,56	63	39	15,70	218	141
MnO	0,19	3	2	0,17	2	1	0,19	3	2
MgO	22,64	562	344	12,14	301	183	15,98	396	256
CaO	7,24	129	79	19,49	348	211	9,80	175	113
Na_2O	0,75	24	15	1,25	40	24	1,10	35	23
K_2O	0,75	16	10	0,49	10	6	0,90	19	12
H_2O	4,20	18	11	2,25	17	10	2,38	19	12
P_2O_5	0,13	2	1	0,21	3	2	0,10	1	1

Структурные формулы пород



Баланс вещества при образовании пироксенита

952—954				955—954			
привнос		вынос		привнос		вынос	
Ti	2	Si	10	Ti	2	Si	6
Al	48	Fe	33	Al	32	Fe	75
Ca	132	Mg	161	Ca	98	Mg	73
Na	9	Mn	1	Na	1	Mn	1
P	1	K	4	P	1	K	6
		OH	1			OH	2

Примечание. 952 — габбро-долерит верхнего экзоконтакта метасоматита; 954 — метасоматический пироксенит; 955 — габбро-долерит нижнего экзоконтакта метасоматита.

Метасоматические серпентиновые породы образуют зоны и прожилки в богатых оливином габбро-долеритах интрузии. Породы имеют черный и желтовато-светло-серый цвет, массивную текстуру. Под микроскопом наблюдаются спутанно-волокнустая, апороговиковая и апосегрегационная структуры. Две последние представляют собой структуры просвечивания пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Серпентин псевдоморфоз по оливиному имеет пластинчатое строение; показатели преломления: $N_g=1,565-1,569$; $N_p=1,561-1,565$, что соответствует антигориту. Пластинчатый серпентин псевдоморфоз цементируется спутанно-волокнустым агрегатом слабоанизотропного до изотропного серпентина ($N_m=1,553-1,557$), либо гидрогранатом (табл. XVIII, 1). Последний образует субмикроскопические изометричные красно-бурые зернышки, вытянутые в цепочки, либо дает скопления сотового (ячеистого) строения. Цепочки зерен гидрограната секут псевдоморфозы антигорита. Показатели преломления гидрограната $N=1,720-1,728$. В шлифах можно проследить переход оливинового роговика (участок гранулированного оливина) в апороговиковую серпентиновую зону, в гидрогранат-серпентиновый метасоматит и, наконец, в существенно гидрогранатовую породу. Помимо указанных минералов, в метасоматитах встречаются бурый биотит, флогопит, тальк, реже кальцит и ангидрит.

Оруденение пород Нижнеталнахской интрузии распределено сравнительно равномерно, большая часть габбро-долеритов содержит только единичные вкрапленники сульфидов, располагающиеся без определенной пространственной приуроченности к тому или иному дифференциату. В то же время скопления сульфидов отмечаются в приподошвенных частях массива. Минералогический состав руд Нижнеталнахской интрузии представлен пирротином, халькопиритом, пентландитом, магнетитом, пиритом, марказитом, реже борнитом, сфалеритом и галенитом. Сульфиды образуют три основных морфологических типа руд: 1) вкрапленные в интрузиве; 2) прожилково-вкрапленные в подошве интрузива; 3) вкрапленные во вмещающих породах.

Оруденение, связанное с Верхнеталнахской интрузией, имеет зональное строение, выделенное первоначально для отдельной его части (Сухапова, 1964), а в дальнейшем для всего массива (Рябов, 1969₂). Изменение состава сплошных руд в сторону резкого преобладания пирротиновой составляющей в общей массе сульфидов происходит с юга на север по падению массива. Подобная же тенденция отмечается и для Нижнеталнахской интрузии.

Сульфиды в виде единичных ксеноморфных вкрапленников отмечаются по всему разрезу Нижнеталнахского интрузива. Наряду с этими сравнительно крупными выделениями (размером 0,5—4 мм) встречаются «сульфидные шарики» — округлые, каплевидные сульфидные вкрапленники размером в десятые, сотые и тысячные доли миллиметра. Последние сравнительно широко распространены в породообразующих минералах массива и лучшая их сохранность отмечается в наиболее свежих разностях пород. В оруденелых габбро-долеритах распознавание «сульфидных шариков» затрудняется наложением более поздних рудных минералов. Состав «шариков» — пирротиновый, реже с пентландитом. Чем мельче «шарик», тем более округлы его формы и тем меньше составляющих его минеральных фаз, т. е. мелкие «сульфидные шарики» почти всегда мономинеральны, реже встречается сочетание пирротина с пентландитом и халькопиритом. По мере укрупнения вкрапленников форма их становится неправильной и, при обилии их, они сливаются, давая интерстиционную вкрапленность.

В пределах приподошвенных скоплений сульфидов концентрации рудных компонентов очень неравномерны: чередуются породы (мощностью от первых сантиметров до метров) с убогим, бедным и богатым оруденением. Характерной чертой вкрапленных руд является их интерстицион-

ный до сидеронитового характер, в то время как в Верхнеталнахской интрузии для пикритовых габбро-долеритов свойственны вкрапленные — «каплевидные» руды, что является одним из аргументов для сторонников ликвационной гипотезы происхождения сульфидных руд.

Пирротин является одним из наиболее распространенных сульфидов в Нижнеталнахской интрузии. Он отмечается по всему разрезу массива как в мелких «сульфидных шариках» в породообразующих минералах, так и в виде единичных ксеноморфных вкрапленников, выполняющих интерстициальные силикаты, вплоть до богатых сидеронитовых скоплений в приподошвенных частях интрузива. В скоплениях сульфидов наблюдаются идиоморфные кристаллы пирротина, «цементирующиеся» петельчатым халькопиритом. Часты случаи двойникования пирротина, различаются две системы двойников: параллельно базальной отдельности и под углом 45° к ней. Количество пирротина от общей массы сульфидов составляет 90—95%.

Химический анализ пирротинового концентрата из вкрапленной руды в такситизированном пикритовом габбро-долерите (проба 632М, скв. 665/1184) показал 35,20 S и 0,33 Ni (вес. %) (химлаборатория ИГиГ, аналитик Л. Сухаренко). Помимо этого, за счет примеси силикатов в нем обнаружены окислы кремния, титана, алюминия, магния, кальция и щелочей.

Халькопирит во вкрапленных рудах в интрузиве окаймляет наиболее крупные выделения пирротина, располагаясь на границе с вмещающей породой, либо сечет пирротин или образует в нем ксеноморфные выделения совместно с пентландитом, поздним магнетитом и пиритом. В кровле интрузива халькопирит был встречен в виде самостоятельных мелких единичных ксеноморфных вкрапленников размером не более 2 мм. В крутонаклонной метасоматической зоне в верхней части интрузива халькопирит находится в виде мелких (0,01 мм) округлых зерен в марказите и в составе «петель» вокруг пирротина. В последнем случае халькопирит обладает сильной анизотропией. Богатые вкрапленные руды в интрузиве содержат 5—10% халькопирита, а бедные и убогие — первые проценты от общего количества рудных минералов.

Существенно халькопиритовые метасоматические руды отмечаются в нижнем экзоконтакте в пироксеновых метасоматитах и слюдисто-полевошпатовых породах. Содержание халькопирита в них составляет 80—95%, в резко подчиненных количествах находятся пирротин (5—20%) и пентландит (0—1%).

Пентландит образует мелкие вытянутые вроски и точечные выделения в пирротиновой массе, по-видимому, как продукт распада никелистого пирротина. Кроме того, пентландит проявляется в виде пламенивидных образований по периферии зерен пирротина, особенно на границе его с халькопиритом и перпендикулярно трещинам спайности в пирротине.

В целом количество пентландита ничтожно мало, относительное увеличение его содержания наблюдается в подошве интрузива — до 3—5% общей массы сульфидов. Большею частью это разрозненные пламенивидные вроски пентландита в пирротине, и только в единичных случаях отмечаются скопления зерен.

Магнетит встречается по всему разрезу интрузива в виде мелких (доли миллиметра — 0,7 см) ксеноморфных, изометрических идиоморфных самостоятельных зерен и в сростании с ильменитом, как продукт распада титаномagnetита. Породы Нижнеталнахской интрузии содержат крайне малое (до 1%) количество титаномagnetита с незначительной долей ильменитового компонента. Наиболее обычны скелетные формы зерен магнетита без вросков ильменита. Кроме того, магнетит развивается в виде секущих прожилков и «штрихов» по базальной отдельности в пирротине, образует ксеноморфные выделения в сростании с халь-

копиритом, либо сечет его. Нередко он отмечается на границе сульфидных вкрапленников с силикатной породой.

Ильменит образует единичные самостоятельные зерна, реже скопления, иногда в сростании с ранним магнетитом, давая решетчатые структуры распада титаномagnetита. Встречены единичные призматические кристаллы ильменита на границе с пирротинном.

Марказит встречается в верхней части интрузива в виде мелких (доли миллиметра) зерен изометричной формы и метакристаллов размером до 0,7—1,0 см. Кроме того, он образует ксеноморфные зерна и псевдоморфозы по плагиоклазу, наследуя призматическую форму его кристаллов. На фоне мелкозернистого марказита наблюдаются порфировые выделения его метакристаллов, размером 0,3—3,2 мм, переходящие в сплошной агрегат полигональных зерен. В метакристаллах марказита отмечаются мелкие (меньше 0,05 мм) округлые включения пирротина, халькопирита, магнетита. Характерно, что даже мелкие зерна пирротина не замещаются марказитом.

Пирит встречается в ассоциации с пирротинном и халькопиритом, образуя в них зерна неправильной формы. В отдельных случаях пирит имеет зональное строение (шл. 1210-1).

Галенит, сфалерит, борнит совместно с халькопиритом наблюдаются в составе прерывистых маломощных жилочек в пироксеновых метасоматитах нижнего экзоконтакта интрузии. Прожилковое оруденение с этим набором сульфидов образует нижнюю внешнюю часть зоны халькопиритовых руд. Количество галенита, сфалерита и борнита не превышает 5% площади аншлифа, а размер зерен составляет 0,05—0,1 мм. Кроме того, сфалерит (клеюфан) иногда образует совместно с кальцитом самостоятельные прожилки в габбро-долерите.

Распределение полезных компонентов (Ni, Cu, Co) по разрезу Нижнеталнахской интрузии аналогично отмеченной ранее Г. Б. Роговером (1959) закономерности их поведения в интрузии Норильск-I. Максимальное содержание никеля и меди в ней приурочено к контактовым зонам различных дифференциатов. Нами построены подобные вариационные диаграммы (рис. 43) по разрезам Нижнеталнахской и Верхнеталнахской (для сравнения) интрузий, которые убедительно показывают concentra-

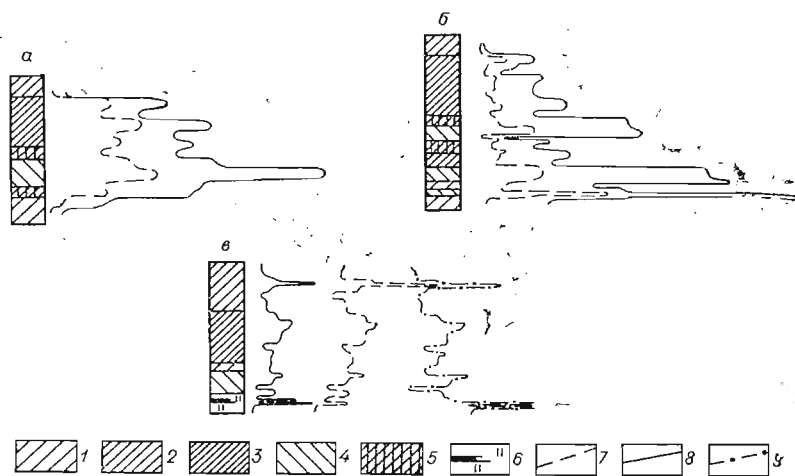


Рис. 43. Графики распределения Ni, Cu, Co по разрезу оруденелых пород Верхнеталнахской (а, б) и Нижнеталнахской (в) дифференцированных интрузий.

1 — оливинсодержащие габбро-долериты; 2 — оливинные габбро-долериты; 3 — пикритовые габбро-долериты; 4 — тахтитовые габбро-долериты; 5 — магматическая брекчия; 6 — сплошные сульфидные руды; вертикальные кривые металлов: 7 — Ni, 8 — Cu, 9 — Co.

цию полезных компонентов в приконтактных частях дифференциатов. Помимо сульфидного никеля в оруденелых породах присутствует силикатный никель, существование которого в магматических маложелезистых оливинах и пироксенах основных и ультраосновных пород у многих исследователей не вызывает сомнения. На примере интрузии Норильск-I (Золотухин, 1965₁) были установлены прямая зависимость между количеством оливина в породе и силикатным никелем в ней и обратная зависимость между количеством силикатного никеля и содержанием фаялитового компонента в оливинах. Сходство кривых (см. рис. 43) для Нижнеталнахской и Верхнеталнахской интрузий свидетельствует о едином законе, управляющем процессом распределения этих компонентов.

Проведенные в химической лаборатории Норильского комбината отдельные рациональные анализы никеля из различных дифференциатов интрузии, в частности, показали, что на 82% сульфидного никеля из пикритов приходится 18% силикатного. В такситовых габбро-долеритах соотношение меняется: на 90% сульфидного никеля приходится 9% силикатного и 1% сульфатного. Это подтверждает гипотезу о возможном извлечении силикатного никеля при такситизации богатых оливином габбро-долеритов и связывании его в сульфидную форму.

Для вкрапленных в интрузиве руд между медью и никелем существует прямая зависимость: с увеличением содержания никеля увеличивается количество меди. Отношение Ni : Cu для Нижнеталнахской интрузии довольно устойчиво и равно 1 : 6, в то время как для Верхнеталнахской это отношение равно 1 : (20—25) (Суханова, 1967).

Как можно видеть из всего изложенного выше, механизм формирования Нижнеталнахской интрузии можно представить следующим образом. Внедрение магматического расплава происходило с севера на юг вдоль западного крыла Норильско-Хараслахацкого глубинного разлома. Поступающая магма должна была содержать значительное количество прото-выделений оливина, о чем говорит чередование горизонтов обедненных и обогащенных оливином пород. Неодновременное пульсационное поступление гетерогенного расплава в современную камеру обусловило сложное строение и оригинальные черты интрузива. Позднее поступающие порции расплава вдоль ослабленных зон производили частичное подплавление уже закристаллизованных, но еще раскаленных пород, создавая габбро-долериты типа троктолитов-талнахитов. Поступательное внедрение магматического расплава приводило к образованию также трещин срыва в закристаллизованных начальных порциях расплава в условиях гидростатического напора хвостовой магматической колонны. Вдоль этой сети трещин в отдельных местах возникали такситоподобные породы.

Более поздние продукты расплавления, возможно, фиксируются и в виде сети прожилков тахилитов-микродолеритов. При этом не исключается возможность проявления поздних даек долеритов. Присутствующее в интрузии в виде мельчайших «сульфидных шариков» сульфидное оруденение, возможно, представляет собой то скромное количество сульфидов (капель), которое могло выделиться из данного объема силикатного расплава. Что касается сульфидов, выделяющихся в постмагматическую стадию и слагающих в других дифференцированных интрузиях основную массу оруденения, то рассеянное проявление такситоподобных пород в Нижнеталнахской интрузии определило здесь и рассеянный малоцентрированный характер постмагматического оруденения (прожилки, шпильки). Распределение летучих компонентов по всему объему интрузии обусловило здесь и сравнительно слабую постмагматическую изменчивость пород по сравнению с Верхнеталнахской интрузией.

Обобщая проведенные исследования, мы сопоставили некоторые геологические признаки рудоносной Верхнеталнахской и бедной сульфидами Нижнеталнахской интрузий (табл. 45).

Изложенное выше позволяет сделать некоторые выводы.

Некоторые геологические признаки Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий

Признак	Верхнеталнахская интрузия	Нижнеталнахская интрузия
Форма интрузива	Пластинкообразная с раздувами и пережимами	Трубообразная до пластовой с раздувами и пережимами
Мощность интрузива, м	15—250 (ср. 60—120)	175—380
Степень дифференциации	Полная по порильскому типу	Сложная с чередованием дифференциатов
Путь дифференциации	Известково-щелочной	Близкий к известково-щелочному
Наиболее характерные продукты «вторичного плавления» и раскристаллизации	Такситы, магматическая брекчия, псевдотахшлиты	Троктолитоподобные породы, оливиновые габбро, микродолериты
Мощность ореола измененных пород, м	100—150, до 5—10	10—45, до 3 и менее
Характер метасоматических изменений	Щелочной кремнекислый и Mg — Ca-метасоматоз	Щелочной кремнекислый и Mg — Ca-метасоматоз
Температурные фации метаморфизма (верхняя граница)	Мелилит-монтичеллитовая (Юдина, 1965 ₁)	Пироксеновая
Основные типы руд	Вкрапленные в интрузиве, вкрапленные во вмещающих породах, сплошные в подошве интрузива	Вкрапленные в интрузиве, вкрапленные во вмещающих породах, прожилковые в подошве интрузива
Характерный тип руд в богатом оливином горизонте и его состав	Каплевидный, пентландит-халькопирит-пирротитовый	Интерстиционный до сидеритового, существенно пирротитовый
Степень сульфидной минерализации	Высокая	Низкая
Содержание компонентов в рудах (валовое) Ni Cu	Высокое Высокое	Практически отсутствует Высокое в подстилающих интрузию породах
Палеомагнитные свойства*	$J_i = 178 \cdot 10^{-5}$ СГС; $J_n = 249 \cdot 10^{-5}$ СГС; Направление J_n : СВ 75—85°	$J_i = 20 \cdot 10^{-5}$ СГС $J_n = 20 \cdot 10^{-5}$ СГС Направление J_n : разброс \pm
Абсолютный возраст**: габбро-долериты интрузии метасоматиты	240—250 млн. лет 209—253 млн. лет	243—250 млн. лет 224—240 млн. лет

* J_i — индуктивная намагниченность, J_n — остаточная намагниченность.

** Более подробно результаты определения абсолютного возраста интрузий Норильского района разбираются в специальном разделе настоящей работы.

1. Нижнеталнахская интрузия представляет собой сложнодифференцированное тело. Наиболее широко распространены в ней оливиновые и пикритовые габбро-долериты. Ярко выраженные такситовые габбро-долериты отмечены только в северной части массива. Особенностью пород интрузии является их равномернозернистый, часто талнахитоподобный (троктолитоподобный) характер.

2. Свойства породообразующих минералов имеют общую тенденцию для дифференцированных интрузий: с переходом от основных к более

кислым дифференциатам возрастает кислотность плагиоклаза и увеличивается железистость пироксенов и оливинов.

3. Установленные закономерности изменения химизма пород Нижнеталнахской интрузии идентичны таковым в габбро-долеритах дифференцированных интрузий норильского типа и характеризуются возрастанием железа по отношению к магнезию при общем падении содержания этих компонентов в процессе дифференциации.

4. Контактное воздействие Нижнеталнахской интрузии проявляется в образовании маломощной зоны контактовых роговиков, в дальнейшем метасоматизирующие растворы увеличивают ореол измененных пород широким развитием щелочных кремнекислых метасоматитов, пироксени-тов и низкотемпературных магнезиально-известковых образований.

5. В связи с Нижнеталнахской интрузией выделяется три основных типа сульфидной минерализации: вкрапленные руды в интрузиве, прожилково-вкрапленные в подошве интрузива и вкрапленные в породах экзо-контакта. Состав первых двух типов существенно пирротиновый, третьего — халькопиритовый. В северной части интрузива можно ожидать проявления только пирротиновых руд.

6. Формирование Нижнеталнахской интрузии представляет собой эволюционный пульсационно-поступательный процесс внедрения магматического расплава. В результате этого ранние порции уже частично закристаллизованного расплава вторично подплавлялись более поздними поступлениями его с образованием при раскристаллизации пород типа троктолитов-талнахитов.

7. Следуя всем закономерностям, присущим рудоносным интрузиям норильского типа, Нижнеталнахская интрузия тем не менее не дает промышленных концентраций полезных компонентов. Основными причинами этого, по-видимому, являются высокая гетерогенность расплава в период внедрения в современную камеру, бедность его летучими компонентами и, вытекающее из механизма формирования, сложнодифференцированное строение массива с отсутствием узлокализированного горизонта ярко выраженных такситов, что сближает ее с интрузиями моронговского типа.

8. Нижнеталнахская интрузия — составная часть единого Талнахского массива, но формирование ее в эволюционной схеме предшествовало внедрению Верхнеталнахской интрузии. Нижнеталнахская интрузия, будучи промежуточным типом между интрузиями моронговского и норильского типов, занимает промежуточное положение и по времени внедрения между интрузиями указанных типов.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ТАЛНАХСКОЙ ИНТРУЗИЕЙ

Один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений... В понимании процесса образования рудного тела эти измененные породы имеют такое же значение, как и само рудное тело и, пожалуй, даже большее, так как здесь мы знаем вполне определенно и исходный продукт, и конечный...

Академик С. С. Смирнов (1947)

Иntenсивность метаморфических* проявлений, разнообразие их вещественного состава, закономерности пространственного размещения и тесная связь с оруденением — все это заставляет обратить серьезное внимание на изучение и генезис этих новообразований. Для того, чтобы дать представление о них, мы остановимся на геологических, минералого-петрографических, петрохимических и генетических их особенностях.

В задачу данной работы не входило детальное описание большого разнообразия метаморфических и метасоматических пород Талнаха. Эта работа в значительной мере выполнена В. В. Юдиной (1965₁, 1967, 1968, 1970), Г. И. Осиповой (1968), Д. М. Туровцевым (1969, 1970), В. Н. Батуевым (Батуев, 1968; Додин, Батуев, 1971), к работам которых мы и отсылаем интересующихся. Общие закономерности возникновения метасоматитов (в том числе рудных), связанных с трапсами, обсуждаются А. М. Виленским и др. (1964), Б. В. Олейниковым (1967), В. В. Ревердатто (1964, 1969), В. В. Золотухиным и Ю. Р. Васильевым (1964), В. В. Золотухиным (1964₁) и рядом других исследователей. В предлагаемой работе, базируясь как на собственных данных, так и на результатах предыдущих исследователей, мы попытались выявить только общие закономерности и эволюцию процесса метаморфических и метасоматических изменений, связанных со становлением рудоносного Талнахского интрузива.

Следует сказать, что такситовые габбро-долериты, талнахиты (троктолиты) и габбро, как продукты частичного или полного переплавления интрузивных пород, совместно со значительной метасоматической их переработкой (Золотухин, 1964₁) могут расцениваться как результат наиболее высокотемпературного ультраметаморфизма или точнее ультраавтометаморфизма. Сюда же нужно отнести и несколько менее высокотемпературные образования типа псевдотахилитов (Золотухин, Васильев, 1969₁; Рябов, Золотухин, 1970). Геологические, минералого-петрографические, петрохимические и генетические особенности такситовых габбро-долеритов, габбро и псевдотахилитов уже были описаны нами выше.

Первоначально кратко остановимся на контактово-метаморфических образованиях, детально описанных В. В. Юдиной (1965₁) и Д. М. Туровцевым (1970), концентрируя основное внимание на особенностях возникновения метасоматитов Талнаха.

* В широком понимании этого термина.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Талнахская дифференцированная интрузия окружена широким ореолом измененных пород, мощность которых достигает 150—200 м (рис. 44). Пирометаморфическое воздействие магматического расплава на вмещающие породы ограничивалось образованием маломощного (первые десятки метров) ореола контактовых роговиков*. Под воздействием метасоматизирующих растворов ореол измененных пород разрастался, захватывая не только контактовые роговики, но и свежие вмещающие породы и габбро-долериты самой интрузии, причем нередко сохраняются текстурные признаки замещаемых пород (полосчатость осадочных пород, пятнистость контактовых роговиков, структурный рисунок магматических пород и т. д.).

С ультраавтометаморфическими изменениями в процессе возникновения в интрузии пегматоидных пород и псевдотахилитов отмечается также развитие ороговикovaných апоинтрузивных пород. Иногда признаки ороговикования интрузивных пород прослеживаются почти по всему разрезу интрузии, но чаще определено тяготеют к зонам развития пегматоидных образований и псевдотахилитов. На ороговикované интрузивные породы часто также накладываются более поздние метасоматиты (см. рис. 44). При этом в начальные стадии развития они проявляются в виде рассеянной мелкой вкрапленности (приуроченность к порам и мелким трещинам) новообразованных «реакционных минералов» среди первичных магматических (см. табл. 66). «Реакционные» минералы образуют также мелкие скопления в виде гнезд и «реакционные оторочки» над сульфидными вкрапленниками.

Как уже отмечалось ранее (Золотухин, 1964), парагенезисы высоко-температурных реакционных минералов отражают основные парагенезисы в скарнах. То же самое следует сказать и относительно реакционных минералов и метасоматитов средне- и низкотемпературной стадий. Различия заключаются, очевидно, лишь в массе возникающих новообразований, связанных с интенсивностью проявления инфильтрационного метасоматоза**.

Геологические позиции крупных масс метасоматитов внутри интрузии всецело определяются механическими нарушениями (часто пологими) и системами трещин, с ними связанными. Немалую роль при этом играет и часть крутопадающих тектонических нарушений, разбивающих интрузию на блоки. Вдоль крупных и оперяющих более мелких нарушений и трещин в интрузии развиваются ветвящиеся жилы инфильтрационно-метасоматического типа. В более интенсивно нарушенных участках интрузии

* Помимо этого, к контактовым образованиям этого типа В. В. Юдина (1965) относит гибридно-метасоматические породы (см. табл. 65), локально проявляющиеся в виде маломощных эндоконтактных оторочек, описание которых мы здесь не приводим.

** Можно думать также, что при возникновении реакционных минералов заметную роль должен играть, помимо инфильтрационного, и диффузионный метасоматоз, поскольку растворы проникают вдоль трещин по порам. При возникновении крупных масс метасоматитов здесь основную роль, по-видимому, играет инфильтрационный метасоматоз. Растворы проникают в основном вдоль трещин, и скорость фильтрующихся растворов должна быть выше, чем в случае возникновения реакционных минералов. С понижением температуры роль диффузивного процесса здесь, по-видимому, еще больше уменьшается, поскольку проницаемость вдоль пор зависит также от температуры растворов, и изменение пород почти всецело определяется инфильтрацией привнесенных и выдесепных компонентов вдоль системы крупных и мелких трещин.

зии метасоматиты развиваются вдоль системы трещин с образованием пород типа псевдобрекчии. «Обломки» в таких псевдобрекчиях представлены реликтами замещаемых пород, а «цемент» — метасоматитами (рис. 45). Псевдобрекчии могут слагать значительную часть разреза интрузии, будучи обычно приуроченными к ее верхней части (рис. 46).

Псевдобрекчии с участием «обломков» псевдотахилитов известны и в интрузии Макус (Золотухин, Васильев, 1970) и в Талнахской (Рябов, Золотухин, 1970). В последней они приурочены к верхним частям бортовых и щелящихся участков. Наибольшие мощности подобной псевдобрекчии приходятся на участок С.-з. ветви, примыкающей к зоне интенсивных тектонических нарушений.

Метасоматические изменения вмещающих интрузию пород также в значительной мере сопряжены с неравномерным развитием механических нарушений в раме интрузии (Додин, Батуев, 1971). Так, в стратиграфическом разрезе от девона (переслаивание мергелей, аргиллитов, ангидритов, доломитов, известняков) до тунгусской серии (песчаники, гравелиты, аргиллиты, алевролиты, угли) наблюдается чередование относительно мало измененных пород с метасоматитами. При этом имеет значение, конечно, и избирательное замещение некоторых пород разреза в окружении пород, менее подверженных метасоматическим воздействиям. Псевдобрекчии могут возникать также и по осадочным породам (подобно тому, как изображено на схеме рис. 45), причем в процессе изменения более ранние метасоматиты слагают «обломки», а в цементе находятся более поздние метасоматиты. По удалению от контактов от интрузии по разрезу вмещающих пород общая интенсивность метасоматического изменения плавно падает (см. рис. 44).

Сопоставление разрезов по скважинам показывает отсутствие зависимости мощности метасоматитов от мощности интрузива в данном сечении. Так, в южной части района измененные породы превосходят по объему интрузивную массу (Осипова, 1968), а в северной — приближаются к мощности интрузива или несколько меньше.

В продольных разрезах интрузивных ветвей устанавливается уменьшение мощности измененных пород и степени метасоматической переработки в направлении от фронтальных их частей к корневым. Распределение мощностей метасоматитов, локализующихся в кровле и подошве интрузива, можно выразить отношением, которое изменяется от 5:1 до 1:1 (кровля:подошва). Решающее значение в масштабах проявления измененных пород имеет трещиноватость рамы. В связи с этим метасоматиты широко развиваются в зонах основных тектонических нарушений участка (район Центрального грабена), где, накладываясь на породы интрузии, загущивают сходжение ветвей массива.

Несмотря на общую диспропорцию в соотношениях мощностей метасоматитов и интрузива, в языках — апофизах магматического тела и в его бортовых частях уже появляется зависимость между ними. Здесь метасоматические образования проявляются значительно слабее и уступают место контактовым роговикам, мощность которых коррелируется с мощностью интрузива.

Помимо трещиноватости, в метасоматическом преобразовании пород большое значение имеют их плотность и литолого-химический состав. На южных флангах Ю.-з. и С.-в. ветвей интрузива, где он близко подходит к подошве туфолавовой толщи, породы последней оказываются интенсивно метасоматически измененными вдоль трещинных зон и сравнительно слабо в монолитах. Мощность ореола метасоматитов в кровле интрузива заметно уменьшается при подходе магматического тела к базальтам. Подобное экранирующее свойство имеют и силлы долеритов, в которые «упирается» ореол метасоматитов. Однако в ряде случаев в ближнем экзоконтакте интрузива сами долериты и базальты оказываются также метасоматически преобразованными.

В зависимости от литолого-химического состава вмещающих пород в тех или иных участках ореола развиваются определенные метасоматиты. Щелочные кремнекислые метасоматиты замещают песчаники, алевролиты, аргиллиты тунгусской серии и девона, а также базальты, долериты и безоливиновые габбро-долериты. Магнезиально-известковые метасоматиты развиваются по мергелям девона, базальтам, долеритам и габбро-долеритам. Хемогенные породы (доломиты, известняки) разлагаются (периклаз+кальцит), перекристаллизуются и замещаются магнезиально-известковыми скарнами и сканоидами (кальцифиры, офикальциты, серпентиниты и бруситовые породы).

В распространении магнезиальных и известковых скарнов устанавливается четкая связь первых с меланократовыми интрузивными породами, а вторых — с лейкократовыми (существенно полевошпатовыми и известковистыми).

Зависимость состава метасоматитов от исходного материала отчетливо проявляется при изучении изменений, происшедших с породами мантуровской и разведочнинской свит. Переходная пачка между этими свитами представлена переслаиванием мергелей и аргиллитов. Метасоматическое изменение пород этой пачки приводит к образованию многократного чередования пироксеновых и щелочных кремнекислых метасоматитов. Интересные случаи переслаивания метасоматитов различного состава отмечаются в Хараелахской ветви, которая полого сечет ангидритом-мергелистую толщу и аргиллиты разведочнинской свиты. Здесь наглядно проявляется смена состава метасоматитов по падению интрузива в зависимости от химизма вмещающих пород: ангидрит-пироксеновые метасоматиты по породам мантура сменяются щелочными кремнекислыми метасоматитами, развивающимися по аргиллитам разведочнинской свиты (см. рис. 44).

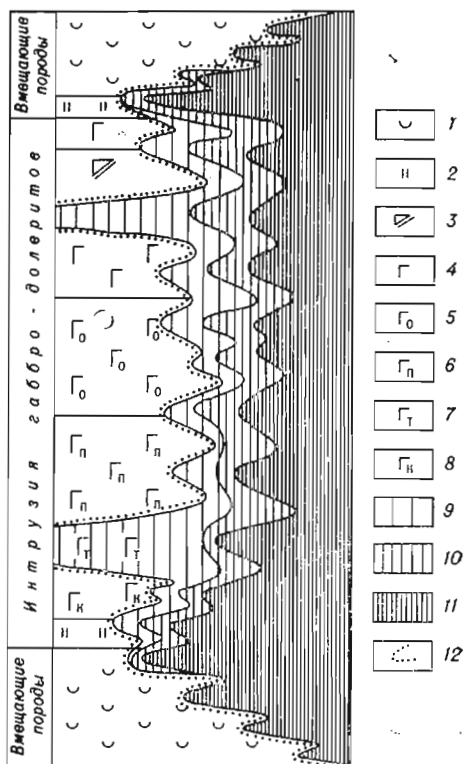


Рис. 45. Схема пространственной локализации развития метаморфических и метасоматических образований во вмещающих и интрузивных породах Талнахского интрузива.

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, ангидриты, мергели; 2 — контактовые роговики; 3 — габбро-долериты; 4 — безоливиновые габбро-долериты; 5 — оливиновые габбро-долериты; 6 — пикритовые габбро-долериты; 7 — такситовые габбро-долериты; 8 — контактовые габбро-долериты; 9 — такситизация; 10 — псевдотахилиты; 11 — метасоматиты; 12 — ороговкование.

Рис. 44. Схематический субширотный разрез и принципиальная колонка, иллюстрирующие метасоматическую макрозональность ореола измененных пород Талнахского интрузива.

1 — туфоловая толща; 2 — тунгусская серия; 3 — отложения верхнего девона; 4 — отложения среднего девона; а — ангидриты, мергели, доломиты; б — аргиллиты; 5 — отложения нижнего девона; а — аргиллиты, б — мергели, доломиты, ангидриты; 6 — недифференцированные сыпучие долериты; 7 — Нижнегаллахская интрузия; 8 — Талнахская интрузия; 9 — оруденелые габбро-долериты; 10 — сплошные сульфидные залежи; 11 — оруденелые метасоматиты; 12 — существенно полевошпатовые метасоматиты; 13 — магнезиально-известковые метасоматиты; 14 — бруситовые и доломитовые мраморы; 15 — известковые скарны; 16 — магнезиально-известковые скарны; 17 — фронт замещения ранних метасоматитов более поздними; 18 — основные сбросы; 19 — Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома; 20 — зона дробления.

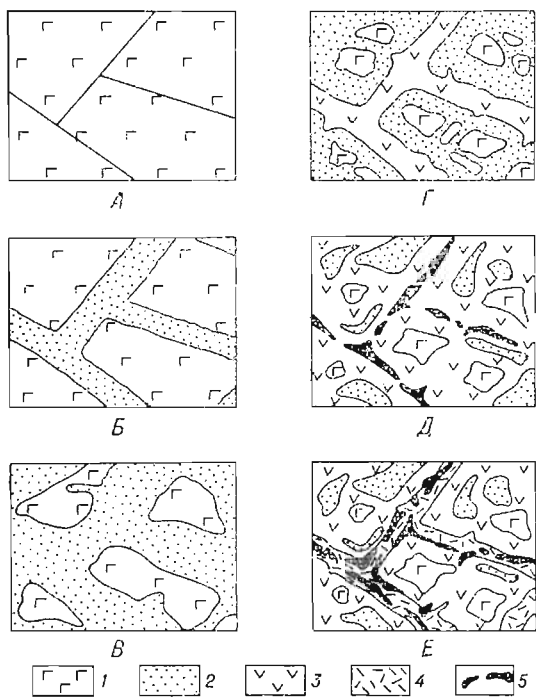


Рис. 46. Схема развития метасоматитов вдоль системы трещин в интрузивных породах, приводящая к возникновению метасоматических псевдобрекчий.

1 — габбро-долериты; 2 — ранняя альбитизация; 3 — скарноиды; 4 — поздняя альбитизация; 5 — сульфиды.

ломки ранних метасоматитов цементируются скарнами.

5. Зона скарнов представляет собой горизонт близких по составу метасоматитов. В пределах этих образований устанавливается развитие известковых скарнов по магнезиальным.

6. Послескарновые метасоматиты не образуют больших по масштабам полей, а встречаются в виде гнезд и прожилков, локализующихся в предыдущих зонах.

Метасоматическое оруденение проходит по всей метасоматической колонке с наибольшей садкой рудных минералов на границах зон. В зависимости от состава вмещающих пород, по-видимому, может находиться состав руд и масштабы их проявления.

Коротко охарактеризуем метасоматическую макрозональность для случая залегания интрузива в терригенных отложениях тунгусской серии (Ю.-з. и С.-в. ветви) и локализации его в соленосных осадках девона (С.-з. и Хараелахская ветви).

Для Юго-западной и Северо-восточной интрузивных ветвей вмещающими породами являются терригенные отложения тунгусской серии и доломиты верхнего девона (см. рис. 4). В связи с этим зона ранних метасоматитов здесь представлена щелочными кремнекислыми (существенно альбитовыми) метасоматитами, которые развиваются как по песчаникам — аргиллитам тунгусской серии, так и по базальтам туфолавовой толщи (см. рис. 44). На щелочные кремнекислые метасоматиты накладываются известковые скарны, которые в этой части Талнаха наиболее распространены. Магнезиальные скарны в Ю.-з. и С.-в. ветвях развиваются в скромных масштабах в подошве магматического тела. Послескарновые метасоматиты не образуют узко локализован-

Представляется возможным установить грубую зональность в расположении измененных пород относительно интрузива. По мере приближения к магматическому телу выделяются следующие зоны (см. рис. 44).

1. Внешняя зона слабо измененных пород с появлением минералов-новообразований в цементе обломочных пород и перекристаллизацией хемогенных образований.

2. Фронт ранних метасоматитов устанавливается по появлению прожилков метасоматитов в свежих вмещающих породах, переходящих по направлению к интрузиву в псевдобрекцию, где обломки — это вмещающие породы, а цемент — метасоматиты.

3. Зона ранних метасоматитов проявляется в виде довольно мощного и однородного горизонта близких по составу (при сходном субстрате) пород.

4. Фронт скарнирования отмечается по прожилкам скарнов, переходящих в псевдобрекцию, где об-

ной зоны, а проявляются повсеместно в связи со скарнами, представляя собой внутреннюю зону ореола измененных пород.

По карбонатным породам каларгонской свиты в подошве Ю.-з. и С.-в. ветвей развиваются апопериклазовые бруситовые мраморы и серпентиниты, переходящие по удалению от интрузива в известково-доломитовые мраморы. Породы каларгона нередко оказываются метаморфизованными на полную мощность свиты (80—100 м) (Туровцев, 1969).

В ореоле Северо-западной и Хараелахской интрузивных ветвей характер зональности метасоматитов несколько иной. Это вызвано тем, что интрузив локализуется в переслаивающихся пестрых по составу (от хомогенных до терригенных) породах девона.

Южная часть С.-з. ветви и ее восточный борт воздымаются к отложениям тунгусской серии. В этой части района Талнаха мощность карбонатных пород каларгона оказывается резко уменьшенной, либо эти породы вовсе отсутствуют в разрезе (см. рис. 44). С.-з. ветвь погружается в северном направлении и полого сечет ангидрито-мергелистую толщу среднего девона и аргиллиты разведочнинской и курейской свит. Хараелахская ветвь погружается в северо-восточном направлении, сечет те же породы, что и С.-з. ветвь, лишь с тем различием, что фронтальная часть первой не достигает отложений верхнего девона, а тунгусской серии тем более (см. рис. 3, 44). В субширотном разрезе можно заметить, что краевые части этих ветвей подняты в верхние горизонты ангидрито-мергелистой толщи, а центральная — приурочена к синклинальному прогибу, где интрузив локализуется в нижних горизонтах девона. Аргиллиты разведочнинской свиты в последнем случае устанавливаются в кровле интрузива, а в подошве залегают породы курейской и реже зубовской свит нижнего девона.

В случае залегания интрузива в глинистых отложениях девона ореол измененных пород по строению сходен с описанным выше для Ю.-з. и С.-в. ветвей. В свежих и слабоизмененных вмещающих породах по мере приближения к магматическому телу возникают прихотливые прожилки альбита, переходящие в зону сплошного развития щелочных кремнекислых метасоматитов (альбититы, спилзиты, адинолы). На эти породы накладываются известковые скарны, масштабы их развития незначительные и выражаются в появлении скарных новообразований в резко преобладающей полевошпатовой массе. Послескарновые метасоматиты, за исключением поздней альбитизации, распространены незначительно. Они образуют прожилки и гнезда и приурочены к трещинным зонам.

При залегании интрузива в ангидрито-мергелистой толще внешняя часть ореола измененных пород представлена ангидрит-пироксеновыми метасоматитами. На эти породы накладывались известковые скарны и послескарновые метасоматиты. И те и другие породы широко развиты в ореоле С.-з. и Хараелахской ветвей интрузива. Мощность известковых скарнов порою достигает 110 м. Особенность этих двух ветвей — широкое проявление гипогенного и метаморфогенного ангидрита, который устанавливается в мннеральных парагенезисах всех температурных фаций.

В С.-з. и Хараелахской интрузивных ветвях отмечается наибольшее развитие магнезиальных скарнов. Эти породы, как правило, развиваются по меланократовым габбро-долеритам, мергелям и доломитам. Скарны приурочены к проявлениям метасоматической псевдобрекчии, развивающейся по габбро-долеритам интрузива, а также долеритам и псевдотахилитам. Состав магнезиальных скарнов — существенно клинопироксеновый с гранатом, шпинелью, монтichelлитом, форстеритом. В цементе псевдобрекчии можно наблюдать все последовательные переходы от магнезиальных скарнов к известковым и, наконец, к послескарновым метасоматитам. В то же время самостоятельные проявления магнезиальных скарнов в виде обособленных тел не характерны для ореола

метасоматитов. Эти породы постоянно сопровождаются известковыми скарнами и поэтому их следует классифицировать как магнезиально-известковые метасоматиты (скарны). Существенно серпентиновые породы с флогопитом, клинопироксеном нередко сохраняют реликты исходных пород в виде кристаллов граната, монтичеллита, шпинели, оливина и т. п. Скарновые минералы здесь сохраняются в результате телескопирования, и породы поэтому, по-видимому, следует называть не скарнами, а метасоматитами (магнезиальными). Последние, как отмечалось, наблюдаются в С.-з. и Хараелахской ветвях и меньше в Ю.-з. и С.-в. — среди доломитов и пикритовых габбродолеритов.

Для сульфидного оруденения также устанавливаются определенные закономерности в его распространении, морфологии залежей, распределении рудных минералов и т. п. (см. Ершов, 1964; Ершов, Попова, 1964; Суханова, 1964, 1966; Кавардин, Митенков, 1971; и др.).

В магматическом теле сульфиды образуют вмкряпленные руды, которые встречаются главным образом в пикритовых и такситовых габбро-долеритах. Сплошные жильные руды обычно находятся в подошве интрузива, где образуют монолитные пластинообразные тела. Особенностью строения сульфидных залежей С.-з. и Хараелахской интрузивных ветвей, отличающих их от Ю.-з. и С.-в., а также положения руд в других рудоносных дифференцированных интрузивах является нахождение их по всему разрезу магматического тела (см. рис. 44). Это положение устанавливается только для фронтальных частей интрузива. В прикорневых частях сплошные руды этих ветвей занимают обычное приподошвенное положение. Изучение руд, локализующихся в различных частях интрузива, позволяет заметить уменьшение количества пентландита снизу вверх по разрезу магматического тела и увеличение в этом направлении содержания халькопирита и пирротина. В плане Талнахского месторождения устанавливаются повышенные концентрации халькопиритовых руд в периферических частях интрузива и понижение никеленосности с возрастанием доли пирротина в рудах от центральных к корневым частям интрузива с юга на север (Рябов, 1969 и др.).

Сульфидное оруденение связано с метасоматитами, состав которых широко варьирует в зависимости от субстрата. Кристаллизация сульфидов происходила продолжительное время и в различных условиях. С известковыми скарнами, особенно С.-з. и Хараелахской ветвей, связаны повышенные концентрации халькопирита, стерильного пирротина, пирита и магнетита. Для серпентиновых метасоматитов с гидрогранатом и углеродистым веществом характерно тонкодисперсное халькопиритовое оруденение.

В бортовых частях интрузивных ветвей сплошные сульфидные жилы часто щелятся, образуя сложные брекчиевидные и прожилковые рудные залежи. Магматические породы в периферических частях интрузива наиболее часто оказываются метасоматически измененными и сульфидные залежи локализуются уже в метасоматитах. В сплошных рудах из бортовых участков постоянно присутствуют «ксенолиты» вмещающих пород с различной степенью их замещения сульфидами и магнетитом. Обломки — ксенолиты габбро-долеритов в жилах нередко одеты в магнетитовую рубашку, а реликты скарпов часто имеют гранатовую оторочку. По мере приближения от периферии к центральным частям сплошных сульфидных залежей количество и размер ксенолитов вмещающих пород уменьшается до полного исчезновения. О существовании обломков можно только предполагать по угловатым тeneвым ксенолитам, скоплениям мелкозернистого магнетита. У ксенолитов существенно полевошпатовых пород обычно нет магнетитовых оторочек, а их границы имеют корродированный характер.

В поле распространения Талнахского интрузива буровыми скважинами подсечены две залежи каменной соли: в западном борту интрузива

и в его северной части *. Наиболее изучена западная залежь, впервые зафиксированная в 1966 г. по скважине КС-6 и позднее вскрытая подземными выработками. Это линзовидное тело, мощностью 11 м, полого сетчатое, сложенное слабометаморфизованными осадочными породами ангидрито-мергелистой толщи среднего девона. Залежь имеет сложное строение: в разрезе выделяются прослои светло-серого мелко-среднезернистого однородного галита и брекчиевидные линзы, вытянутые согласно контактам соленосного тела. Брекциивидные слои располагаются тремя горизонтами переменной мощности (в среднем около 0,3—0,7 м). Обломки породы представлены кирпично-красными и серо-зелеными мергелями, а цемент — оранжево-красным галитом. В кровле и подошве соленосной залежи имеются прожилковые зоны, где трещины выполнены оранжево-красным галитом, а центральной части нередко сложены прозрачной солью. Каменная соль на Талнахе имеет узлокальное распространение. По данным гидрохимического опробования подземных вод на фоне $Cl^- = 3,5—34,8$ мг/л отмечается аномалия с $Cl^- = 74312,8$ мг/л в районе соленосной залежи (Рябов, Соколова, 1970¹).

В последнее десятилетие значительно возрос интерес к алогенам, поскольку было обнаружено, что они могут участвовать в процессе рудообразования в качестве переносчиков тяжелых металлов (Соколов, Павлов, 1964; Машак и др., 1966). Экспериментальные данные по гидротермальному синтезу скарновых минералов показывают огромную роль галитов щелочных металлов как минерализаторов (Калинин, 1966^{1,2}, 1969). Однако доказать непосредственное участие хлора в метасоматическом и рудном процессе трудно из-за незначительного распространения минералов, содержащих галогены. С другой стороны, хлориды щелочных металлов в составе минералообразующей среды нами установлены в газовой-жидких включениях в минералах метасоматитов (Булгакова, Рябов, 1974). Присутствие Na^+ и Cl^- в составе метасоматизирующих растворов значительно облегчает решение проблемы щелочей при образовании альбититов и масштабов ореола метасоматитов. В связи с этим находки галита в районе Талнаха представляют значительный интерес и могут помочь в разрешении ряда спорных вопросов.

ГЛАВА X

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТАКТОВЫХ РОГОВИКОВ И МЕТАСОМАТИТОВ

1. Контактные роговики

Минералогическо-петрографические особенности контактных роговиков, связанных с трапцевыми интрузиями западной и северо-западной частей Сибирской платформы, рассматриваются в работах А. М. Виленского и др. (1964), Б. В. Олейникова (1967), В. В. Ревердатто (1964, 1970) и др. На объектах, где последующая метасоматическая переработка роговиков была не столь значительной, как на Талнахе, Б. В. Олейников среди формации контактных роговиков и мраморов выделяет мраморы и кальцифиры мелилит-монтичеллитовой фации, а также роговики и мраморы пироксеновой, биотит-эпидот-актинолитовой и хлоритовой фаций. В экзо-контакте Анакитского интрузива В. С. Соболевым (1935) и позже В. В. Ревердатто (1964) были найдены минеральные ассоциации наиболее высокотемпературной — спуррит-мервинитовой фации. Контактные образования Талнаха отвечают в основном пироксен-роговиковой температур-

* См. в гл. XI раздел «Галит».

Подразделение главных типов пород формации контактовых роговиков в ореолах пературных фаций в зависимости от

Температурная фация	Тунгусская серия	Мощность, м	Каларгонская свита	Мощность, м
1	2	3	4	5
Меллит-монтichelлитовая субфация санидинитовой фации (1000—800° С)	Кварцевые роговики с параморфозами кварца по тридимиту	1—5	Периклаз-форстерит-монтichelлитовые мраморы. Бруситовые апопериклазовые мраморы с монтichelлитом	1—7
Пироксеновая (800—400° С)	Диопсид-плагоклазовые роговики. Ороговикованные песчаники и алевролиты с диопсидом, волластонитом, гранатом, гиперстеном, андалузитом. Кварцевые, кварц-полевошпатовые роговики. Кордьеритовые роговики	50—70	Бруситовые апопериклазовые мраморы, серпентин-бруситовые, серпентиновые апопериклазовые (офикальциты), форстерит-диопсидовые мраморы. Прослойки существенно пироксеновых роговиков иногда со шпинелью и форстеритом. Кальцитовые мраморы	30—45
		30—50	Мраморы с флогопитом и тремолитом	10—15
Биотит-эпидот-амфиболовая (400° С и ниже)	Перекристаллизованные песчаники и алевролиты с гранатом, эпидотом, актинолитом, биотитом, мусковитом, хлоритом. Кордьеритовые апоаргиллитовые роговики			
Хлоритовая	Перекристаллизованные песчаники и алевролиты с мусковитом, хлоритом, гидрослюдами, кальцитом. Пятнистые серицит-хлоритовые сланцы и глинистые сланцы с кордьеритом	20—30	Нет данных. Возможно, мраморы с серпентином	—
Исходные породы	Песчаники и алевролиты с глинистым или карбонатным цементом. Аргиллиты, часто углистые		Доломиты чистые, кремнистые и глинистые. Редкие прослойки известняков и доломитовых мергелей	

интрузивных тел габбро-долеритов на Талнахском месторождении (в пределах тем- состава исходных пород) (Туровцев, 1970)

Накохозская, маяту- ровская, зубовская свиты	Мощ- ность, м	Разведочная свита	Мощ- ность, м	Курейская свита	Мощ- ность, м
6	7	8	9	10	11
Монтichelлитовая зона. Форстерит-монтichelлит-пироксеновые роговики со шпинелью и ангидритом	1—8	Нет данных	—	Нет данных	—
Оливиновая зона. Плагноклаз-оливин-диоксидовые роговики с биотитом; шпинель-пироксеновые, шпинель-форстерит-пироксеновые роговики. Ангидритовые мраморы с диоксидом, шпинелью, форстеритом. Бруситовые апопериклазовые мраморы с ангидри- том	30—50	Гиперстен-плагноклаз-кордиеритовые, плагноклаз-кордиеритовые роговики с кварцем, калишпатом, биотитом, рутилом и магнетитом. В бескварцевых разностях — со шпинелью распада в магнетите. Плагноклаз-кордиеритовые роговики с узловатой текстурой	10—40	Гиперстен-плагноклаз-кордиеритовые, плагноклаз-кордиеритовые роговики с биотитом, шпинель-форстерит-пироксеновые, пироксен-плагноклазовые роговики. Узловатые кордиеритовые роговики	5—20
Пироксеновая зона. Существенно диоксидовые роговики со шпинелью, гранат-диоксидовые, иногда с плагноклазом, флогопит-диоксидовые с ангидритом и кальцитом. Ангидритовые мраморы		Кордиеритовые роговики			
Амфиболовая зона. Флогопит-тремолитовые роговики с прослоями мраморов того же состава. Ангидриты перекристаллизованные	5—10	Слюдисто-хлоритовые узловатые сланцы с кордиеритом, кварцем, поздним альбитом	30—60	Актинолитовые, актинолит-кальцит-эпидотовые роговики с кварцем, эпидот-актинолит-альбитовые роговики. Слюдисто-хлоритовые узловатые сланцы с кордиеритом	20—50
Нет данных	—	Пятнистые серпидит-хлоритовые сланцы с кордиеритом. Глинистые сланцы	10—20	Кальцит-хлоритовые роговики, пятнистые серпидит-хлоритовые сланцы. Глинистые сланцы	5—10
Мергели доломитовые и глинисто-доломитовые с пластами ангидритов и доломитов. Изредка прослойки аргиллитов		Аргиллиты, изредка мергели доломитовые и глинистые доломитовые. Прослойки алевролитов с глинистым цементом		Аргиллиты некарбонатные, аргиллиты известковые с прослоями алевролитов, мергелей доломитовых и глинистых доломитовых	

ной фации, хотя изредка встречаются и ассоциации мелилит-монтichelлитовой фации (Юдина, 1965₁; Туровцев, 1970).

Наиболее полно классификация контактовых роговиков в пределах температурных фаций и состава исходных пород приводится в работах В. В. Юдиной (1965_{1,2}) и Д. М. Туровцева (1970). Некоторое представление о роговиках можно получить из табл. 46, более детальная характеристика этих пород приводится в работах указанных авторов, к которым мы и отсылаем интересующихся. Наши наблюдения по измененным породам Галнахского месторождения несколько отличаются от представлений В. В. Юдиной и Д. М. Туровцева. Ряд типов пород, приведенных в табл. 46 (по Д. М. Туровцеву), мы склонны считать не контактовыми роговиками, а метасоматитами. Подробней об этом будет сказано ниже.

По песчаникам и алевролитам тунгусской серии образуются кварцевые и кварц-полевошпатовые роговики. Устойчивость кварца и полевого шпата в широком диапазоне температур приводит только к их перекристаллизации. Основные изменения породы связаны с цементом этих грубообломочных пород, где устанавливаются минералы новообразования. По карбонатному материалу образуются кальцит, волластонит, клинопироксен, амфибол актинолитового ряда и эпидот. По глинистому цементу формируются кордиерит, слюды, хлорит, альбит и гранат.

При контактовом метаморфизме аргиллитов по мере удаления от интрузива устанавливается характерная для глинистых пород смена роговиков узловатыми и пятнистыми сланцами. Структура роговиков — порфиروبластовая, микрогранобластовая, текстура — массивная, пятнистая, реже слоистая. Породы состоят из плагиоклаза, слюд, кварца, гиперстена, магнетита, калишпата и кордиерита. Последний нередко образует кристаллы с совершенной огранкой, особенно в углистых аргиллитах тунгусской серии. В большинстве случаев кордиерит оказывается метасоматически замещенным слюдисто-хлоритовым материалом с кварцем (табл. XVIII, 2). Узловатые сланцы сложены микролепидогранобластовым агрегатом полевого шпата, слюд, хлорита, магнетита, эпидота, кордиерита, сфена и пирита, на фоне которого наблюдаются темноокрашенные «узлы» того же состава, но лучше раскристаллизованные. Пятнистые сланцы приближаются к целитовым породам, здесь на фоне слюдистой основной ткани выделяются темные, часто шестиугольные пятна слабо двупреломляющего хлорита. В дальнем экзоконтакте пятнистые сланцы сменяются слабо рассланцованными породами с лепидогранобластовой (за счет присутствия серицита) и целитовой структурами и массивной, либо слоистой текстурой.

По мергелям девона на контакте с интрузивом образуются существенно пироксеновые роговики с плагиоклазом, слюдами, шпинелью, ангидритом, кальцитом и магнетитом (табл. XVIII, 3). Некоторые вариации в составе роговиков и количественных соотношений минералов обусловлены доломитовым, известковым или глинистым характером исходных пород (см. табл. 46). Подобные контактовым превращения мергелей, наблюдаются изменения на границе Галнахской интрузии с базальтами и долеритами более древнего возраста. Здесь образуются, как правило, широкие плагиоклазовые роговики.

В шлифах можно проследить постепенные переходы от мергелей через криптозернистую слабо раскристаллизованную пироксеновую массу до микрогранобластового агрегата зерен пироксена.

В этой же связи следует отметить, что формированию основных пегматоидов и псевдотахилитов сопутствует грануляция породообразующих минералов габбро-долеритов. В останках среди такситов — это настоящие роговики (чаще всего по пикритовым габбро-долеритам), вокруг пегматоидов и псевдотахилитов — ореол частично ороговикованных габбро-долеритов или пород с признаками ороговикования (распад на блоки зерен оливина и ойкокрисстов клинопироксена и т. д.). Состав таких

Результаты химических анализов контактовых роговиков (вес. %)

Оксиды	Номер анализа												
	565*	562*	410	563*	300*	698	563	564	706	469	474	473	437
SiO ₂	39,54	46,34	36,00	52,80	14,00	33,86	20,34	34,50	47,56	22,20	54,44	51,20	52,42
TiO ₂	1,12	0,90	1,44	0,98	0,20	0,40	0,34	0,54	0,68	1,20	0,84	0,84	0,84
Al ₂ O ₃	11,21	15,48	8,46	17,65	5,03	6,88	5,34	8,77	13,23	6,85	18,76	21,0	23,13
Fe ₂ O ₃	5,23	2,05	7,44	2,00	1,62	1,47	8,04	2,75	5,77	12,64	3,37	7,38	3,14
FeO	—	5,03	7,78	5,02	1,06	1,00	1,72	0,82	3,44	10,06	6,03	3,99	6,11
MnO	0,14	0,39	0,74	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,21	0,45	—	—	3,09
MgO	10,24	10,91	12,11	5,02	23,45	14,02	9,86	21,38	9,94	6,90	4,24	3,42	0,98
CaO	22,24	10,92	19,04	1,44	26,78	26,09	27,67	18,55	10,80	12,80	0,96	1,28	1,36
Na ₂ O	0,37	1,35	0,20	2,50	—	0,27	0,16	0,10	2,50	0,10	1,06	0,90	3,66
K ₂ O	0,20	2,90	0,12	7,95	0,07	0,06	0,10	0,10	1,50	0,08	4,07	5,00	0,23
P ₂ O ₅	0,10	0,22	0,01	0,17	0,09	—	0,09	0,05	0,16	Сл.	0,43	0,39	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,14	—	Сл.	0,01	0,006	0,004	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,94	2,06	4,34	3,75	26,88	15,22	2,98	9,82	3,96	6,41	4,44	4,18	4,69
H ₂ O—	—	0,19	1,18	0,55	0,70	0,62	0,19	0,26	—	0,23	0,24	0,12	0,08
S _{общ}	1,88	0,15	0,33	0,78	0,83	—	12,82	2,79	—	8,07	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	17,94	0,74	—	—	0,31	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0,56	12,90	—	—	0,10	—	0,25	0,29	0,12

Примечание. Здесь и далее в таблицах химического состава пород звездочками обозначены анализы, заимствованные из атласа, составленного сотрудниками НИИГА (Додин, Ватуев и др., 1971).

565 — гроссуляр-диопсидовый роговик (обр. 107/551,9); 562 — кордиерит-биотитовый роговик с гроссуляром (обр. 488/1096,0); 410 — пироксеновый роговик (обр. Ю-329) (Юдина, 1965.); 563 — кордиерит-биотитовый роговик (обр. 488/1090,0); 300 — серпентинизированный бруситовый мрамор (обр. 364/634,1), дополнительно определено 8,38 вес.% H₂O⁺; 698 — ангидрит-пироксеновый роговик (обр. 593/471,1); дополнительно определено 1,58 вес.% H₂O⁺ (Юдина, 1968); 563 — ангидрит-пироксеновый роговик с пренитом и сульфидами (химлаборатория НТГУ); 564 — ангидрит-пироксеновый роговик (химлаборатория НТГУ); 706 — актинолит-кальцит-эпидотовый роговик (обр. 584/717 — химлаборатория КГУ); 469 — существенно пироксеновый роговик с ангидритом (химлаборатория Норильского комбината); 474 — глинистый сланец (обр. 339/962) (Туровцев, 1970); 473 — пятянский сланец (обр. 339/959) (Туровцев, 1970); 437 — узловатый сланец (обр. 133/927) (Туровцев, 1970).

апоинтрузивных роговиков существенно оливиновый, оливин-плаггиоклазовый, пироксен-плаггиоклазовый.

Термальное воздействие интрузии на хемогенные породы приводит к формированию доломитовых, кальцитовых и ангидритовых мраморов. Наиболее высокотемпературным образованием, связанным с роговиками по карбонатным породам (табл. XVIII, 4), является периклаз в составе апопериклазовых бруситовых мраморов (Туровцев, 1969). Устойчивость ангидрита при высоких температурах приводит только к его перекристаллизации на контакте с интрузивом (табл. XIX, 1). Помимо указанных минералов, в породах отмечаются пироксен, форстерит, шпинель, монтчеллит, флогоцит и серпентин, дающие начало кальцифирам и офикальцитам (Юдина, 1965.; Туровцев, 1970). Результаты химанализов для ряда пород формации контактовых роговиков приводятся в табл. 47.

Талнахская интрузия, как уже сообщалось нами выше, окружена широким ореолом измененных пород, мощность которого достигает 150—200 до 250 м при мощности самого интрузива в центральных частях около 200 м.

Одним тепловым воздействием магматического тела на вмещающие породы, как это делают некоторые исследователи, огромные масштабы проявлений измененных пород объяснить довольно трудно. Широкое развитие роговиковых, а вернее грано- и микрогранобластовых структур

в измененных породах еще не является критерием для суждения о них, как продуктах контактового метаморфизма. Минералогический состав части «роговиков» также не подтверждает этих представлений. Находки монтичеллита в кальцифирах совместно с ангидритом, фассаитом, форстеритом и шпинелью, по представлениям В. В. Юдиной (1965₁), типоморфны для контактовых роговиков. В то же время у этого автора отсутствуют сведения о метасоматических монтичеллитах. Нами встречены скарновые монтичеллиты в составе метасоматитов, развивающихся по габбро-долеритам и псевдобрекчии псевдотахилитов С.-з. интрузивной ветви. Не исключается нахождение в Талнахском районе монтичеллитов различного генезиса, что требует дальнейшего тщательного исследования.

Другие «критические минералы» контактовых роговиков, описанные В. В. Юдиной (1965₁), тоже были встречены как метасоматические новообразования или результат телескопирования. Ниже мы переходим к описанию основных типов метасоматитов Талнаха, используя систематику, обоснование которой будет приведено в гл. XIII.

2. Существенно полевошпатовые породы

Плагноклазиты (анортозиты и, частично, «лейкократовое габбро»). В отличие от прочих описываемых здесь метасоматитов, они проявляются обыкновенно в микромасштабах * в виде скоплений кристаллов новообразованного «реакционного» плагноклаза, особенно часто в составе реакционных оторочек над крупными сульфидными вкрапленниками, в виде мелких шлиров, прожилков и линз в периферическом ореоле пород, примыкающих к горизонтам основных пегматоидов (см. табл. VIII, 2 в работе Золотухина, 1964₁).

Структура гипидиоморфнозернистая до гранобластовой и порфирированной, текстура массивная. Величина кристаллов плагноклаза колеблется в пределах от десятых долей миллиметра до 0,5 см, реже до 1 см в диаметре. Достаточно характерны звездчатые формы сростков кристаллов, не свойственные для магматического плагноклаза, либо агрегаты с микрогранобластовой структурой. В составе плагноклаза может находиться 60—25% Ан, как в зональных, так и незональных кристаллах. Зерна такого состава непосредственно контактируют (подобно плагноклазу реакционных образований, см. табл. 8, 16, 18) с зернами рудных минералов (магнетит, сульфиды). К л и н о п и р о к с е н представлен бесцветной либо светло-зеленой метасоматической разновидностью, развивающейся, по-видимому, по реликтам первичного магматического клинопироксена габбро-долеритов, претерпевающих «габброизацию». Иногда наблюдаются бурая роговая обманка и чешуйки бурого биотита, замещающие клинопироксен. Количество последнего колеблется от 20% общего объема породы до полного отсутствия. Обыкновенно в плагноклазитах присутствует вкрапленность магнетита и сульфидов.

Альбититы. Структура пород от микрогранобластовой до гранобластовой. Иногда проявляются реликты диабазовой, реже алевролитовой и пелитовой структур. Текстура от массивной до полосчатой. Средняя величина зерна колеблется в интервале 0,05—0,50 мм в диаметре, реже до 1,5 мм в длину. Среди зерен альбита довольно часты мелкие чешуйки хлорита (0,01—0,03 мм в диаметре). Наблюдаются кое-где целые гнезда хлорита, причем, судя по реликтам, развиваются они по зернам клинопироксена, а чаще биотита. Чешуйки зонального биотита (центр — бурый, край — зеленоватый до бесцветного) бывают приурочены к выде-

* Иногда, по-видимому, могут проявляться и в значительных масштабах, по распознаванию наложенного метасоматического плагноклаза и первичного в пегматоидах, например, дело достаточно сложное. Метасоматиты этого типа должны быть изучены более детально в дальнейшем.

лениям рудного минерала. Хорошо видно, что по периферии чешуек биотита (0,1 мм в диаметре) последний хлоритизируется с возникновением щеток хлорита в контакте с зернами альбита.

Рудные минералы представлены выделениями сульфидов неправильной формы (пирротин с каймами халькопирита) размером 0,03—5 мм в диаметре в ассоциации с изометричными зернами магнетита (0,08—0,15 мм в диаметре). Наблюдаются все переходы от полосчатых альбититов с мелкой вкрапленностью магнетита до альбититов с сульфидной вкрапленностью при почти полном отсутствии магнетита. В шлифах можно видеть структуры замещения магнетита сульфидами. Кое-где наблюдается и поздний магнетит, развивающийся по периферии зерен сульфидов. Интересно, что полосчатые среднезернистые рудные альбититы довольно часто секутся прожилками поздних безрудных более крупнозернистых альбититов с величиной зерна 0,2—0,3 мм и более в диаметре (табл. XIX, 2). Реже поздний альбит слагает более мелкозернистые прожилки и целые участки породы. Иногда среди альбитита наблюдаются гнезда (1—1,5 мм в диаметре) кварца и апатита, причем гнезда апатита пересекаются прожилками позднего альбита. Породу секут также поздние жилки карбонатов и хлорита. По периферии наиболее крупных вкрапленников сульфидов располагаются мелкие зерна сфена (0,01—0,05 мм в диаметре). Подобные зерна и их скопления неравномерно рассеяны по всей породе. Иногда порода имеет микрогранобластовую основную массу с величиной зерен 0,1—0,01 мм в диаметре и отдельные порфиробласты либо их скопления (0,1—0,3 мм в диаметре). Многие зерна альбита имеют двойниковое строение.

В альбититах, развивающихся по габбро-долеритам, изредка среди микрогранобластовой структуры основной массы породы сохраняются участки с реликтовой апопойкилофитовой структурой. Зерна альбита (средний размер 0,1—0,5 мм в диаметре) составляют 70—90% общего объема породы. Апопойкилокрсты клинопироксена представляют собой скопления изометричных зерен 0,08—0,16 мм в пределах распавшихся пойкилокристов (около 1,5 мм в диаметре). В зернах клинопироксена иногда хорошо заметна зональность, причем с проявлением зеленой окраски в краевых частях. Выделения рудного минерала (0,1—0,5 мм в диаметре) обильны и локализуются среди и по соседству с кучками зерен клинопироксена (табл. XIX, 3).

Соотношения магнетита и сульфидов переменны. В альбитите обычно много мелких (0,03—0,1 мм в диаметре) зерен сфена. Более крупные выделения плеохроирующего сфена и апатита (около 0,1—0,3 мм в диаметре) наблюдаются в ассоциации с выделениями рудных минералов. В интерстициях породы кое-где располагаются метакристы и гнезда (0,1—1 мм в диаметре) пренита, а также кальцита. В тех случаях, когда этих гнезд много, порода уже представляет собой пренитит с реликтами альбитита. Зеленая разновидность клинопироксена, наблюдающаяся в контакте с выделениями рудных минералов, альбита и пренита, несомненно является устойчивой в этой ассоциации (плеохроизм по *Ng* — желтый, по *Nr* — травяно-зеленый). Среди мелкозернистых альбититов с микрогранобластовой структурой кое-где располагаются гнезда идиоморфных таблитчатых кристаллов буроватого альбита, часто с полисинтетическими двойниками. Иногда им же сложены прожилковидные крупнозернистые альбититовые участки, которые, сливаясь друг с другом, заключают в качестве реликтов лишь отдельные островки мелкозернистого альбитита. В крупнозернистых альбититах часто располагаются метакристы карбонатов, в том числе кашлевидные (табл. XIX, 4), гнезда и прожилки цеолитов и пирита.

В отдельных участках альбититов наблюдаются скопления мелкозернистого пироксена, гнезда зерен анизотропного граната, мелкие метакристы карбонатов и гнезда пренита и цеолитов. В контакте с прожилками карбонатов в альбитите кое-где появляются скопления зерен пирита сов-

местно с пренитом, эпидотом, пумпеллиитом и изредка зерна анизотропного граната.

Иногда в альбититах, где сохранились реликты структуры габбро-долерита, можно видеть, что все первичные темноцветные минералы габбро-долерита заместились альбитом без образования по ним псевдоморфоз. Средняя величина зерен в участках с гранобластовой структурой — 0,5—1 мм в диаметре. В отдельных участках наблюдаются гнезда и рассеянные рой мелких чешуек и сферокристаллов бесцветного хлорита, которые, по-видимому, отчасти и наследуют положение замещенных темноцветных минералов в первичной породе. Участки с гранобластовой структурой чередуются с участками микрогранобластовой (с величиной зерна 0,1—0,3 мм до 0,01—0,05 мм в диаметре) и реликтовой диабазовой структуры (зерна псевдоморфозы 0,3—1 мм до 1,5 мм в длину). В мелкозернистых участках появляются иногда зерна кварца (0,08—0,15 мм в диаметре) и тонкие иглы апатита, а также мелкая рудная вкрапленность (0,03—0,08 мм в диаметре). Наряду с зернами клинопироксена и биотита в альбититах кое-где наблюдались бурая и зеленая роговые обманки (шл. 525—526/80).

Довольно широко распространены в группе существенно полевошпатовых пород также кварц-хлорит-альбитовые и кварц-альбит-хлоритовые метасоматиты, которые, как и прожилки поздних альбититов, описанных выше, можно отнести к низкотемпературным образованиям. Структура их от микрогранобластовой до микролепидогранобластовой. Здесь появляется значительное количество чешуек слюдистого минерала и хлорита (до 50% общего объема породы). Средняя величина изометричных зерен альбита — 0,03—0,3 мм в диаметре. Скопления чешуек и розеток слюдистого и хлоритового минералов располагаются среди альбитовой массы пятнами диаметром 0,1—0,3 мм в диаметре (с величиной зерен 0,03—0,08 мм в длину). В интерстициях кое-где встречаются выделения кварца. Отдельные участки породы обогащены кварцем, другие альбитом либо хлоритом, наблюдалась также сыпь магнетита. Всю породу пересекают прожилки карбонатов.

Представление о химизме существенно альбитовых пород дает табл. 48. Расчет на минералогический состав и количественные соотношения минералов приводятся в табл. 52. Более подробная характеристика главнейших породообразующих минералов, описываемых метасоматитов приводится в гл. XI.

Следует отметить, что при интенсивной пренитизации плагиоклаза в лейкократовых породах интрузии имеет место постепенный переход к бесполевошпатовым метасоматитам — пренититам, а также пренититам с карбонатами, ангидритом и цеолитами, которые будут описаны отдельно.

Кварц-калишпатовые и существенно калишпатовые метасоматиты. В шлифах можно проследить все переходы от слабометаморфизованных кварцевых и полимиктовых песчаников эвзоконтакта до существенно калишпатовых метасоматитов. Средний размер зерен в песчанике 0,3—0,6 мм, и представлены они в основном кварцем (до 70—90%) и значительно реже плагиоклазом. Цемент составляет до 30% общего объема породы и представлен мелкозернистой массой (0,002—0,02 мм в диаметре). Кое-где в цементе появляются выделения сульфидов. В этих местах заметна калишпатизация зерен кварца и обломочного плагиоклазового материала вплоть до образования по ним полных псевдоморфоз. Местами цемент уже замещен кристаллами чистого прозрачного калишпата. Зерна кварца в таких участках имеют блоковое строение. Калишпат со всех сторон окружает зерна кварца, интенсивно его корродируя и давая «затеки» в него (табл. XX, 1). Развиваясь по цементу и частично по обломочному материалу, калишпат дает ксеноморфные зерна размером 0,1—0,2 до 0,7 мм в диаметре. По-видимому, мелкие частицы калишпата, первоначально возникающие за счет цемента, впоследствии претерпевают сборную

Результаты химических анализов существенно полевошпатовых метасоматитов (вес. %)

Оксиды	Номер анализа													
	517	485	31	237	239	299	666*	567*	568*	301*	556	66	11	12
SiO ₂	53,33	54,79	67,65	46,50	49,38	67,66	52,60	56,22	63,38	59,46	54,12	72,60	57,91	55,96
TiO ₂	1,15	1,01	0,52	0,48	0,08	0,62	0,80	1,44	0,32	0,34	0,90	0,56	1,48	1,06
Al ₂ O ₃	22,90	21,80	17,25	17,04	15,87	5,65	17,53	20,06	14,74	15,81	24,36	13,20	15,02	20,54
Fe ₂ O ₃	1,64	0,71	0,87	0,18	—	0,32	0,22	2,61	0,83	1,15	0,82	2,73	1,33	1,14
FeO	4,70	6,95	1,92	0,72	0,86	0,65	6,40	2,33	1,81	1,43	5,46	—	2,07	1,70
MnO	0,02	0,06	—	0,03	0,03	0,05	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	0,11	0,09	0,09
MgO	2,64	3,48	0,99	0,79	0,72	0,01	1,80	2,96	0,81	0,94	2,74	1,70	2,68	0,94
CaO	0,99	0,86	1,49	18,93	18,59	11,72	3,10	2,33	5,46	6,83	0,86	1,33	7,47	7,28
Na ₂ O	3,24	1,65	8,26	6,62	0,12	0,37	0,75	6,72	4,35	6,00	0,51	5,80	7,55	5,05
K ₂ O	4,24	3,97	0,46	0,60	9,04	3,76	6,09	1,69	2,10	1,20	5,08	0,57	0,50	1,11
P ₂ O ₆	0,18	0,18	0,11	2,99	2,53	—	0,22	0,70	0,23	0,50	0,13	0,20	—	0,44
CO ₂	—	—	—	—	—	8,89	—	—	—	—	0,10	—	—	—
V ₂ O ₅	0,05	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. л. п.	4,23	5,21	1,07	4,38	2,94	—	10,13	3,33	5,44	6,35	5,10	—	3,15	3,83
H ₂ O—	0,07	0,85	0,36	0,16	0,25	0,30	0,29	0,45	0,47	0,55	—	0,15	0,22	0,18
S	0,53	0,04	0,04	0,20	0,21	—	3,16	0,22	1,19	0,78	0,049	—	—	—

Примечание. Породы с содержанием полевого шпата (в сумме с каолином, развивающимся по нсм), превышающим 50%, отнесены к существенно полевошпатовым метасоматитам, а ниже 50% — к полевошпатоносодержащим.

517 — полевошпатовая порода с хлоритом (химлаборатория НТГУ); 485 — кварц-полевошпатовая порода с хлоритом (химлаборатория НТГУ); 31 — альбитит (химлаборатория НТГУ); 237 — метасоматическая афанитовая альбитовая порода с пренитом (обр. Ю-15) (Юдина, 1965); 239 — метасоматическая афанитовая калишпатовая порода с пренитом (обр. Ю-18) (Юдина, 1965); 299 — слабо перекристаллизованный полевшпат-кварцевый песчаник (обр. Ю-870) (Юдина, 1965); 566 — кварц-микроклиновое порода (обр. 256/459,0); 567 — хлорит-альбитовый метасоматит (обр. 461/620); 568 — адиол (обр. 458/513); 301 — альбит-микроклиновый метасоматит (обр. 263/441); 556 — спилзит (химлаборатория НТГУ); 66 — метасоматическая афанитовая альбитовая порода (обр. 1/192) (Юдина, 1965); 11 — альбитит (обр. 55/144а), дополнительно определено H₂O⁺ 0,54 вес.% (Осипова, 1963); 12 — полевошпатовый метасоматит (обр. 55/145,1 — химлаборатория НТГУ).

перекристаллизацию, сливаясь в монокристаллы (метакристы). Иногда цемент представлен сульфидами, среди которых наблюдаются участки калишпата. В зернах кварца, которые располагаются среди сульфидов, имеется масса мельчайших газовых включений.

В ближнем нижнем экзоконтакте интрузии наблюдаются также существенно калишпатовые породы, имеющие под микроскопом облик алевритистых аргиллитов. Зерен с размером 0,01—0,03 мм в диаметре не более 10%, остальные — пелитовая масса с размером зерен менее 0,01 мм в диаметре. Слоистость породы подчеркивает полосчатое расположение мелкой вкрапленности (0,02—0,08 мм в диаметре) рудных минералов (магнетит и сульфиды), причем заметно развитие сульфидов (пирротин, халькопирит) по магнетиту, особенно по вытянутым прожилковидным выделениям вдоль слоистости. Вдоль слоистости наблюдаются также прерывистые полосы, особо обогащенные мелкой вкрапленностью рудных минералов (рудные микроучастки). Отмечаются гнезда и многочисленные секущие полевошпатовые (альбитовые) прожилки, где рудные минералы отсутствуют. Подобные же прожилки образует кальцит. Иногда в породе заметно присутствие «узелковой» структуры. Пятна (узлы) имеют размер 0,2—0,3 мм в диаметре и сложены изотропным тонкозернистым материалом.

Наблюдаются также кварц-калишпатовые метасоматиты с гранобластовой структурой со средней величиной зерен 0,1—0,3 мм в диаметре. В отдельных участках породы имеют место микропегматитовые сращения кварца и калишпата. Участки с гранобластовой структурой могут слагаться почти целиком калишпатовым, в других случаях калишпат замещает цемент песчаника и краевые части зерен кварца, причем последние приобретают корродированные очертания. Иногда зерна калишпата приобретают вытянутые таблитчатые очертания, напоминающая кристаллы плагиоклаза в габбро-долеритах. В таких зернах отмечены двойники, иногда заметно замещение калишпата альбитом. Зерна калишпата обычно пойкилитически включают чешуйки слюдяного минерала и сферокристаллы хлорита, которые развиваются по чешуйкам оранжевого биотита, иногда с образованием псевдоморфоз. В интерстициях наблюдаются также сферокристаллы хлорита и вкрапленность (от 0,08 до 1,5—2 мм в диаметре) сульфидов (халькопирит, пирротин). Таким образом, исходный песчаник в той или иной мере замещается минеральным парагенезисом калишпат—биотит—сульфиды (магнетит также есть). Встречаются также скопления зерен сфена. В отдельных случаях появляется порфиробластовая структура, причем порфиробласты размером 0,5—0,2 мм в диаметре представлены датолитом (табл. XX, 2) и имеют как монолитное, так и мозаичное строение в пределах изометричных зерен. Средний размер зерен калишпата в основной гранобластовой массе — 0,1—0,2 мм в диаметре. Калишпат кое-где замещается альбитом. Среди калишпата наблюдаются мелкие изометричные и вытянутые зерна клинопироксена и сфена (0,02—0,03 мм в диаметре), а также их скопления. Здесь же могут присутствовать и метакристы ангидрита. Представление о химизме описанных выше пород дают табл. 48, 52.

3. Полевошпатсодержащие метасоматиты

Структура пород от роговиковой до гипидиоморфнозернистой. Наиболее часто в составе пород наблюдается клинопироксен, плагиоклаз (олигоклаз-альбит), реже биотит, гранат, кварц, пренит, ангидрит, кальцит, сульфиды, магнетит. Судя по реликтам структуры габбро-долерита, именно по последним чаще всего развиваются метасоматиты этого типа, хотя наблюдалось их развитие и по породам экзоконтакта, в том числе явно по осадочным породам с прослоями углистого материала.

Пироксен-плаггиоклазовые метасоматиты чаще всего представляют собой метасоматически переработанные орогованные габбро-долериты, судя по кучкам (0,3—0,5 мм в диаметре) мелких изометричных зерен (0,08—0,15 мм в диаметре), в которых угадываются распавшиеся пойкилокристы первичного клинопироксена, и по отдельным идио- и гишидиоморфным кристаллам альбитизированного плаггиоклаза (0,3—0,4 мм в диаметре). В то же время в основной гранобластовой массе часто наблюдаются изометричные зерна альбита размером 0,07—0,3 мм в диаметре. В идиоморфных зернах альбитизированного плаггиоклаза имеются двойники, в изометричных зернах альбита обычно двойники отсутствуют. Кое-где видно слабо выраженное зональное строение (олигоклаз — в центре, альбит — в широких краевых каймах). В отдельных участках встречаются гнезда изометричных зерен кварца (0,14—0,2 мм в диаметре), пренита и карбонатов (до 2 мм в диаметре). Альбит вместе с пренитом составляют от 50 до 80% общего объема породы. Зерна клинопироксена содержатся в переменном количестве (50—25% общего объема породы). Вблизи выделений сульфидов зерна клинопироксена имеют зональное строение и зеленые каймы, изредка двойники. Иногда зерна целиком представлены зеленой метасоматической разновидностью. В ней наблюдается отчетливый плеохроизм от травяно-зеленого по *Nr* до желтого по *Ng*. Изредка скопления зерен озелененного клинопироксена располагаются в окружении агрегатов зерен пренита. Довольно часто среди альбита отмечаются полосы (типа выклинивающихся прожилков) мономинерального пироксенового состава с микрогранобластовой структурой длиной до 1 мм. В непосредственной близости от скоплений зерен клинопироксена и выделений сульфидов располагаются зерна (до 0,2 мм в диаметре) интенсивно плеохроирующего сфена (от бесцветного до мясокрасного).

Альбит-пренит-гранат-пироксеновые метасоматиты имеют атакситовую текстуру. В отдельных участках наблюдается апопойкилоофитовая структура габбро-долерита, чаще гранобластовая. Пойкилокристы клинопироксена распались на кучки зерен с микрогранобластовой структурой. Первичный клинопироксен практически весь может замещаться ярко-зеленой плеохроирующей разновидностью (от травяно-зеленого до желтого). Иногда наблюдается зональное строение и двойники. Плаггиоклаз мелкозернистый, в основном альбитизирован, хотя есть участки в породе, где он интенсивно пренитизируется. В отдельных участках состав породы альбит-гранат-клинопироксеновый (табл. XX, 3) со сфеном (до 1—2 мм в диаметре), в других — почти мономинеральный клинопироксен (с микрогранобластовой структурой), в третьих — гранат-пренитовый (причем гранат имеет анизотропные краевые каймы), в четвертых — клинопироксен-альбитовый с крупными зернами альбита (до нескольких мм в диаметре), включающими зерна зеленого зонального клинопироксена с полисинтетическими двойниками. Местами наблюдаются крупные метакристы сдвойникового альбита. Пренит может давать крупные сферокристаллы (до нескольких миллиметров в диаметре) с включением кристаллов апатита, плеохроирующего сфена, сульфидов и даже граната. Иногда наблюдаются мелкие метакристы карбонатов и ангидрита.

Интересная разновидность полевошпатсодержащих пород — плаггиоклаз-биотит-рудные метасоматиты иногда с зеленой шинелью, развивающиеся обычно по габбро-долеритам. Наряду с реликтами структуры габбро-долеритов здесь широко проявилась микрогранобластовая структура до сидеронитовой, где величина зерна плаггиоклаза достигает 0,3—0,1 мм, но чаще 0,1—0,6 мм в диаметре. Даже в мелких изометричных зернах хорошо заметны двойники и зональность (центр 45—35, край 20—10% *An*). В отдельных участках породы наблюдаются не только изометричные, но и лейстовидные формы плаггиоклаза.

Результаты химических анализов полевошпатсодержащих метасоматитов (вес. %)

Окислы	Номер анализа										
	250	302	303	304	305	67*	306*	462	40	35	309*
SiO ₂	57,03	48,00	49,06	50,00	48,00	44,35	51,88	40,98	63,69	77,44	44,30
TiO ₂	2,12	1,20	0,76	0,50	1,00	2,88	2,01	1,92	0,78	0,10	0,50
Al ₂ O ₃	11,26	14,54	15,63	13,74	14,53	13,01	12,84	10,99	16,66	8,26	9,13
Fe ₂ O ₃	3,15	4,26	1,77	4,92	4,94	8,20	8,27	4,91	1,75	3,01	4,06
FeO	3,54	7,90	6,75	2,71	7,00	5,79	2,27	10,16	3,96	1,56	1,29
MnO	—	0,10	0,10	0,04	0,08	0,10	0,17	0,28	0,02	—	0,07
MgO	4,11	6,16	6,75	1,66	2,93	3,46	3,78	7,87	2,12	0,20	1,76
CaO	10,15	10,88	13,44	20,81	11,95	12,61	10,42	15,04	1,27	0,56	30,42
Na ₂ O	5,56	4,04	0,42	0,42	0,42	3,54	4,70	1,40	0,50	0,28	0,40
K ₂ O	—	0,72	0,15	0,40	1,40	0,98	1,41	0,50	4,87	5,60	0,60
P ₂ O ₅	—	0,30	0,14	—	0,28	1,10	0,37	0,18	0,15	0,17	0,11
H ₂ O+	—	1,55	1,98	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O-	1,4	0,67	0,32	—	—	0,90	0,15	0,40	0,60	0,25	0,41
П. п. п.	—	—	—	—	—	4,49	2,14	4,25	4,11	2,29	6,54
S	1,6	0,36	0,78	—	—	0,99	6,04	1,05	0,18	1,78	3,53
CO ₂	—	0,34	0,40	—	—	—	0,82	—	—	—	6,20

Примечание. 250 — апобазальтовая околоскарная диоксид-альбитовая порода со сфеном и пиритом (обр. 232/172) (Юдина, 1970); 302 — околоскарная альбит-ферриавгитовая порода по габбро-долериту (обр. 104/379) (Юдина, 1970); 303 — околоскарная пренитизированная пироксен-альбитовая порода (обр. 104/436,4) (Юдина, 1970); 304 — околоскарная альбит-Ферриавгитовая порода по гибридным пегматитам (обр. 237/187) (Юдина, 1970); 305 — то же, по гибриднему габбро-долериту (обр. 237/185) (Юдина, 1970); 67 — пироксен-альбитовая порода из внешней зоны скарнов (обр. 216/121); 306 — везувий-пренит-альбитовая порода (обр. 231/103,5); 462 — пренит-пироксеновый оруденелый метасоматит с альбитом (химлаборатория КГУ); 40 — кварц-полевошпатовые метасоматиты с хлоритом (химлаборатория НТГУ); 35 — кварц-полевошпатовый метасоматит (химлаборатория НТГУ); 309 — везувий-волластонитовый скарн с эгидотом (обр. 464/423, 1). * — см. примечание к табл. 27.

Клинопироксен не сохраняется, даже в виде реликтов. В прожилках плагиоклаз-биотитовых оруденелых метасоматитов с зернами зеленой шпинели, которые локализуются кое-где среди габбро-долеритов, можно видеть несомненное замещение клинопироксена зернами зеленой шпинели (0,02—0,8 мм в диаметре). Плагиоклаз здесь в значительной мере пренитизирован. Структура породы гранобластовая. Среди выделений магнетита и сульфидов в участках с сидеронитовой структурой наблюдаются как чешуйки оранжевого биотита, так и зерна плагиоклаза. Интересны места перехода магнетитовой вкрапленности с отдельными проявлениями вкрапленников сульфидов в зоны сульфидов (пирротин, халькопирит) с вкрапленным в них магнетитом и, наконец, в сплошные сульфидные участки. Среди сульфидов наблюдались гнезда до 1 мм в диаметре с микрогранобластовой структурой, состоящие из зерен апатита (0,05—0,3 мм в диаметре), мелкой вкрапленности сульфидов и чешуек оранжевого биотита. Среди мелкогранулированного плагиоклаза (0,03—0,3 мм в диаметре) также отмечены гнезда и отдельные кристаллы апатита, причем можно видеть, что апатитом замещается плагиоклаз. Иногда биотит образует каемки вокруг зерен магнетита. В последнем часто наблюдаются мелкие кашлевидные включения сульфидов.

Следует отметить, что при интенсивной пренитизации плагиоклаза полевошпатсодержащие метасоматиты дают все переходы к бесполевошпатовым пренит-пироксеновым метасоматитам.

Интересной разновидностью полевошпатсодержащих пород является альбит-роговообманково-пироксеновый оруденелый метасоматит. Основная масса породы представляет собой рудный пироксенит с микрогранобластовой структурой. Величина зерен клинопироксена колеблется в пределах 0,01—0,2 мм в диаметре, причем на границе с сульфидами зерни-

тость обычно резко увеличивается. Клинопироксен резко плеохроирует от травяно-зеленого по Np до ярко-желтого по Ng . Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$. В отдельных участках породы клинопироксен, судя по реликтам, замещается роговой обманкой, кое-где с образованием метакристаллов. В роговой обманке иногда наблюдается зональное строение. Центральная часть в этом случае бурая, краевая — зеленая. По зеленой роговой обманке развивается сине-зеленая резко плеохроирующая разновидность роговой обманки (по Ng сине-зеленая, по Np — зеленовато-желтая). В участках породы с роговой обманкой широко развит альбит, который слагает мелкие пятнообразные выделения (0,3—0,5 мм в диаметре) чаще без кристаллографической огранки. В значительной мере полевой шпат в породе уже замещен бурым тонкозернистым изотропным продуктом, по зернам клинопироксена часто развивается хлоритоподобный минерал.

Представление о химизме описанных выше пород дает табл. 49, а также табл. 53, где приводится расчет на минералогический состав.

4. Бесполовошпатовые метасоматиты

Существенно пироксеновые метасоматиты и пироксениты. Структура пород гранобластовая, микрогранобластовая до порфиробластовой. Отмечается пятнисто-полосчатая текстура. В отдельных участках размер изометричных зерен пироксена возрастает от 0,03—0,1 до 0,1—0,3 мм, реже до 1 мм в диаметре. Здесь же могут появляться мелкие метакристаллы граната (0,1—0,2 мм в диаметре) с пойкилитовым включением зерен пироксена. В участках с наиболее крупным зерном видны отдельные свдвоенные зерна. Можно видеть, что пироксен представлен светлосиневатой до интенсивно окрашенной зеленой метасоматической разновидностью клинопироксена. Иногда наблюдаются лучистые (с длиной лучей 0,1—0,2 мм) агрегаты клинопироксена, типа сферокристаллов (до 0,6 мм в диаметре).

В породах часто наблюдаются метакристаллы и прожилки ангидрита, карбонатов, а также гнезда пренита, причем в контакте с ними наблюдаются более крупные, чем обычно, зерна клинопироксена (до 0,2 мм в диаметре). Сульфиды представлены мелкой интерстиционной вкрапленностью (0,1—0,5 мм в диаметре), давая «пятна» в отдельных участках с сидеронитовой структурой. Зерна клинопироксена (0,05—0,1 до 0,3 мм в диаметре) могут располагаться среди и внутри вкрапленников сульфидов. Еще более крупные зерна клинопироксена находятся в метакристаллах и прожилках ангидрита. Можно полагать, что метакристаллы ангидрита кое-где замещены рудными минералами как сульфидами (халькопирит, пирротин), так и магнетитом (табл. XX, 4). Гораздо более поздние изменения ангидрита проявляются в развитии по нему сетчатых прожилков волокнистого гипса (селенита), а также пирита.

Иногда порода уже представляет собой пироксен-ангидритовый метасоматит, причем округлые гранобластовые участки ангидрита имеют вид многочисленных «глазков» (диаметром 1—10 мм) в мелкозернистой пироксенитовой массе породы, реже пироксен представлен здесь изометричными зернами (средний размер 0,3—1 мм в диаметре) с отчетливой дисперсией погасания и зональным строением.

Некоторые участки породы насыщаются мелкими выделениями граната, кое-где сливающимися в крупные метакристаллы, и фактически уже представляют гранат-пироксеновый скарн. Среди сплошных пироксенитов нередко появляются каймы граната вокруг выделений сульфидов и магнетита (табл. XXI, 4), подобные же каймы граната вокруг рудных и самостоятельные зерна граната наблюдались и среди участков ангидрита. Иногда среди граната, замещающего клинопироксен, можно видеть перистые выделения магнетита. Случаи образования гранатовых каемок

Результаты химических анализов бесполовошпатовых магнезиально-известковых метасоматитов (скарнов) (вес. %)

Окислы	Номер анализа												
	227	307*	308*	570	571	569	572	673	68	446	447	411	705
SiO ₂	36,40	39,10	30,00	26,88	29,52	18,45	35,62	42,64	41,58	30,00	39,34	32,16	39,87
TiO ₂	0,71	0,76	0,34	0,41	0,36	0,31	0,54	0,80	0,34	0,612	0,73	0,40	0,92
Al ₂ O ₃	11,92	19,60	8,07	6,50	9,35	3,97	10,09	14,33	10,56	9,15	10,89	7,97	11,54
Fe ₂ O ₃	12,52	2,65	3,62	3,05	10,73	9,09	6,56	4,48	3,82	2,65	5,33	6,17	7,36
FeO	4,14	1,43	0,35	0,22	2,08	1,33	1,58	7,11	2,42	2,85	3,99	3,45	5,24
MnO	0,11	0,16	0,13	0,14	0,12	0,15	0,12	0,15	Сл.	—	—	0,37	0,16
MgO	3,75	2,03	7,80	17,21	21,40	13,01	8,82	11,00	14,10	14,6	13,88	10,47	10,35
CaO	24,88	30,57	34,59	24,76	12,93	26,21	29,90	12,81	21,98	22,90	22,24	25,20	17,46
Na ₂ O	0,24	0,04	—	0,10	0,06	0,10	0,10	1,16	0,45	0,70	0,86	0,09	0,76
K ₂ O	0,02	0,21	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,80	Сл.	0,25	0,25	0,08	0,04
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,08	0,04	0,09	0,09	0,07	0,08	—	0,20	0,69	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	Сл.	0,06	0,004	0,02	Сл.	0,01	0,02	—	—	—	0,014	—
П. п. п.	4,67	2,43	15,96	11,50	10,40	4,21	2,99	4,51	—	4,25	1,80	—	3,50
H ₂ O ⁻	0,38	0,20	0,80	3,28	0,49	3,25	1,04	4,30	0,82	0,20	0,06	0,15	0,21
S общ	4,56	0,95	1,90	4,25	2,68	12,41	3,41	—	—	—	—	2,90	—
CO ₂	—	0,91	6,94	—	—	—	—	—	—	—	—	1,06	—
SO ₃	—	0,48	4,80	—	—	—	—	0,35	—	12,60	0,22	2,23	—

Примечание. В анализах имеются дополнительные определения: 227 — 0,02 вес.% V₂O₅; 308 — 4,12 вес.% H₂O⁺; 673 — 0,85 вес.% Сульфид; 411 — 3,51 вес.% H₂O⁺.
 227 — гранат-пироксеновый скарн с пренимом (химлаборатория НТГУ); 307 — везувиан-гроссуляровый скарн (обр. 356/397,6); 308 — везувиан-гроссуляровый аподолмитовый скарн (обр. 356/669,8); 570 — везувиан-пироксен-гранатовый скарн (химлаборатория НТГУ); 571 — пироксен-гранат-везувиановый скарн (химлаборатория НТГУ); 569 — гранат-пироксеновый метасоматит с сульфидами, магнетитом и ангидритом (химлаборатория НТГУ); 572 — гранатит с хлоритом, серпентином, сульфидами и магнетитом (химлаборатория НТГУ); 673 — пироксенит оруденелый (химлаборатория КГУ); 68 — диопсидовый метасоматит (химлаборатория НИИГА); 446 — ангидрит-пироксеновый метасоматит (химлаборатория КГУ); 447 — оруденелый пироксенит (химлаборатория НГМФ); 411 — серпентин-пироксеновый роговик с везувианом (обр. Ю-383) (Юдина, 1965.); 705 — пироксенит оруденелый (обр. 585/766,4 — химлаборатория МГУ).

вокруг выделений магнетита и сульфидов, очевидно, объясняются первоначальным замещением клинопироксена гранатом, а затем замещением последнего магнетитом и далее сульфидами. В таком случае гранатовые каймы являются передовым фронтом замещения существенно пироксеновой породы или пироксенита. При этом изменяется состав и окружающего клинопироксена с возникновением в его зернах зонального строения. Вместе с тем, непосредственное замещение рудными минералами клинопироксенов, минуя стадию образования граната, также имеет место, о чем свидетельствует присутствие пироксен-рудных метасоматитов (в составе до 50% и более рудных минералов). Структура их от микрогранобластовой до сидеронитовой с размером зерен 0,03—0,2 мм в диаметре. Зерна клинопироксена имеют четкую дисперсию погасания и зональное строение. Рудные представлены сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит) и магнетитом. Часто в породе наблюдаются прожилки пренита и ангидрита, а также метакристы последнего.

Представление о химизме существенно пироксеновых метасоматитов дают табл. 50 и 51.

Клинопироксен-флогопитовые, существенно флогопитовые и флогопит-серпентиновые метасоматиты (магнезиальные скарны по Юдиной, 1965₁; см. также Юдина, Степанов, 1973). Структура пород пойкилогранобластовая, лепидогранобластовая и гранобластовая с постепенными переходами по количественному соотношению минералов к описанным пироксенитам, в которых появляются отдельные листочки, гнезда и прожилки флогопита совместно с серпентином. При увеличении количества флогопита и серпентина клинопироксен устанавливается уже только в реликто-

Результаты химических анализов бесполовошпатовых и магнезиальных посткарновых метасоматитов (вес. %)

Окси- лы	Номер анализа													
	15	413	574*	573*	311*	310	575	312	576	639	649	672	674	
SiO ₂	36,30	31,38	30,96	31,45	14,82	13,02	22,10	50,00	34,60	43,10	40,29	25,07	36,66	
TiO ₂	1,28	0,56	0,45	0,48	0,04	0,25	0,35	0,40	0,29	0,30	0,44	0,52	0,41	
Al ₂ O ₃	10,19	2,83	9,50	7,08	3,98	3,76	4,75	16,18	9,66	24,03	21,64	8,24	21,17	
Fe ₂ O ₃	7,61	6,19	3,11	3,70	1,04	2,71	12,87	1,21	5,80	3,25	7,22	1,49	7,18	
FeO	1,80	2,44	2,87	1,80	0,43	1,15	2,87	4,31	0,79	3,44	3,60	8,55	6,79	
MnO	2,16	0,13	0,21	0,15	0,04	0,10	0,13	0,05	0,15	0,04	0,09	0,12	0,08	
MgO	10,07	11,12	14,25	14,52	17,16	21,85	17,48	2,40	23,93	4,06	2,99	28,59	5,10	
CaO	25,26	28,11	17,35	23,08	32,37	25,85	14,03	19,04	14,04	14,83	15,47	5,53	12,67	
Na ₂ O	0,48	0,08	1,70	Сл.	Сл.	1,70	Сл.	3,66	0,10	1,71	1,22	0,14	0,77	
K ₂ O	0,15	0,06	3,25	0,12	0,10	0,40	Сл.	0,09	0,10	1,83	0,90	0,08	1,32	
P ₂ O ₅	Сл.	0,01	0,18	0,10	0,11	0,06	0,09	0,17	0,08	0,07	0,06	0,034	0,054	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,14	—	Сл.	0,02	—	0,01	—	—	0,005	0,007	
П.п.п	2,21	11,14	15,56	17,53	30,46	29,51	8,57	2,78	10,03	3,64	4,71	12,89	6,90	
H ₂ O ⁻	0,26	2,56	0,34	0,58	0,84	0,46	0,45	0,35	0,42	1,37	0,39	—	4,06	
S _{общ}	—	2,49	4,46	5,30	0,30	2,15	9,90	0,28	0,95	—	3,56	—	—	
SO ₃	—	—	—	13,03	—	—	—	—	—	—	—	7,85	0,27	
CO ₂	—	—	—	0,17	24,41	—	—	0,30	—	—	—	—	—	

Примечание. В анализах имеются дополнительные определения: 573 — 3,8 вес.% H₂O⁺; 672 — 10,08 вес.% H₂O⁺, 1,71 вес.% S_{сульфид}; 0,24 вес.% Cl⁻; 674 — 4,05 вес.% S_{сульфид}.

15 — шпинель-фассаитовая порода с флогопитом (обр. Т-1283) (Юдина, 1965.); 413 — шпинель-серпентин-фассаитовый роговик (обр. Ю-336) (Юдина, 1965.); 574 — фассаит-ангидритовый роговик с флогопитом (обр. 456/755,0); 573 — фассаит-ангидритовый роговик с монтичеллитом (обр. 414/713,0); 311 — серпентин-кальцитовая порода (обр. 464/560,0); 310 — серпентин-кальцитовая порода с гранатом (обр. 464/558,3); 575 — серпентин-андрадитовая околоскарновая порода (обр. 361/929); 312 — ферриалгит-пренитовая околоскарновая порода (обр. 104/437) (Юдина, 1970); 576 — серпентин-хлорит-пироксен-гранатовая порода (химлаборатория НТГУ); 639 — существенно пренитовая апогаббровая порода с клинопироксеном (обр. 585/749,5 — химлаборатория МГУ); 649 — клинопироксен-пренитовый оруденелый метасоматит (обр. 585/818 — химлаборатория МГУ); 672 — ангидрит-гидрогранат-серпентиновая порода с магнетитом (обр. 593/692,2 — химлаборатория КГУ); 674 — оруденелый эпидот-пренит-пироксеновый апогаббровый метасоматит (обр. 593/698,2 — химлаборатория КГУ).

вых зернах, нередко замещенных волокнистым амфиболом актинолитового типа либо флогопитом. В переменных количествах в клинопироксен-флогопитовых метасоматитах найдены ангидрит, кальцит, сульфиды, магнетит и реже зеленая шпинель. Флогопит проявляется в виде мелких листочков и крупных метакристов с ситовидной поверхностью, обусловленной включениями мелких зерен клинопироксена. В существенно флогопитовых метасоматитах количество слюды достигает 60—70%, помимо нее встречаются серпентин (25—35%), рудные минералы, ангидрит и кальцит, реже клинопироксен. Флогопит образует лещидогранобластовый агрегат листочков. В ксенобластиках ангидрита и кальцита отмечаются идиоморфные гексагональные базальные сечения флогопита.

Во флогопит-серпентиновых породах преобладает серпентин с низким двупреломлением (до изотропного). В краевых частях листочков флогопита появляются реакционные оторочки, минерал замещается более поздними серпентином и хлоритом, имеющим синие, фиолетовые и оливковые аномальные цвета интерференции. Флогопит-серпентиновые метасоматиты устанавливаются в цементе псевдобрекчии псевдотахилитов, где они развиваются по гранатовым оторочкам измененных «обломков» псевдотахилитов. Крайний представитель этого ряда пород — существенно серпентиновые метасоматиты.

Представление о химизме описанных выше пород дает табл. 51, а пересчеты на минералогический состав приводятся в табл. 53.

Пироксен-гранатовые и пироксен-гранат-везувитовые метасоматиты (скарны). Структура пород гранобластовая, текстура атакситовая. От-

дельные участки представляют собой пироксеновый метасоматит с величиной зерна 0,1—1 мм в диаметре. Подобные участки достаточно резко переходят в грапатит (средняя величина зерна 0,05—0,3 мм в диаметре) с включением отдельных зерен клинопироксена (0,1—0,3 мм в диаметре) и метакристов кальцита. Здесь же наблюдаются выделения сульфидов (до 2 мм в диаметре), имеющих неправильную форму. Эти участки могут переходить в крупнозернистую (0,5—1 до 2 мм в диаметре) грапат-везувиановую породу с подчиненным количеством зерен клинопироксена и карбонатов, располагающихся среди зерен как граната, так и везувиана. Отмечены также участки, где зерна везувиана (до 3 мм в диаметре) располагаются прямо среди пироксеновой основной массы без локальной связи с выделениями грапата. Соотношения минералов в разных участках породы могут быть самыми разнообразными.

Для г р а н а т а характерны слившиеся агрегаты метакристов, как правило, без элементов собственной огранки, среди которых располагаются более мелкие зерна клинопироксена и везувиана. Окраска у зерен граната пятнистая, иногда отмечаются зерна бурого цвета, но чаще в комбинации участки бесцветного до зеленовато-желтого и бурого даже в одном зерне. Анизотропия у граната кое-где заметна, но гораздо более слабая, чем у везувиана. Метакристаллы везувиана (средний размер 1—3, до 5 мм в диаметре) имеют элементы собственной огранки, иногда очень резкие, подчеркнутые зональным расположением аномальной интерференционной окраски (центр чернильно-синий, край серовато-бурый до серого). Зональность может быть многократной с чередованием серых и бурых зон (табл. XXI, 3). Двупреломление везувиана низкое (не более 0,002—0,004). Отмечены и сплошные прожилковидные и пятнообразные «поля», образованные крупными смыкающимися метакристами везувиана, с которыми могут непосредственно контактировать выделения сульфидов (до 1 мм в диаметре).

Зерна клинопироксена среди грапата и везувиана могут приобретать игольчатую форму размером (0,1—0,3) × (0,01—0,03) мм. В интерстициях между зернами везувиана может располагаться более мелкозернистая масса розовато-бурого до бесцветного граната, игольчатые и таблитчатые выделения клинопироксена и изометричные зерна магнетита и сульфидов. Наблюдается как включение мелких зерен клинопироксена в метакристы везувиана, так и включение мелких зерен везувиана в метакристы клинопироксена.

Взаимоотношения граната и везувиана не всегда ясны, но в большинстве случаев удается наблюдать достаточно четкие признаки замещения граната и клинопироксена везувианом, в свою очередь кое-где замещающегося пренитом. О несколько более позднем развитии везувиана говорят и многочисленные находки пироксен-гранатовых метасоматитов без везувиана. В подобных безвезувиановых породах можно видеть все переходы от гранат-пироксеновых и пироксен-грапатовых метасоматитов к гранатитам, но обычно до 50% общего объема породы приходится на зерна клинопироксена (0,1—2 мм в диаметре). Чаще мелкие зерна граната составляют «цемент», в который «погружены» зерна клинопироксена. В сторону метакристов граната (0,1—0,5 мм в диаметре) величина зерна клинопироксена резко уменьшается (менее 0,02 мм в диаметре). В центральных частях метакристов граната включений зерен клинопироксена нет.

В непосредственной близости от выделений сульфидов зерна клинопироксена интенсивно зеленеют. В более крупнозернистых участках пироксенитовой части пород с гипидиоморфнозернистой структурой (средний размер зерен 0,15—0,8 мм в диаметре) зерна имеют очень четкое зональное строение. Краевая часть в них может плеохроировать от зеленого по *N_r* до желтого по *N_g*. Отдельные зерна целиком представлены плеохроирующей разновидностью, другая часть зерен представлена бесцветным клинопироксеном.

Метакристаллы граната имеют изометричную форму с проникновением неровных краевых частей в пироксенитовую часть. Реликты среди граната представлены как кучными, так и рассеянными скоплениями зерен клинопироксена. В породе часто наблюдаются прожилковидные выделения граната неправильной формы с многочисленными включениями зерен клинопироксена и псевдоморфоз хлоритоподобного минерала. Отмечены также лучистые и таблитчатые кристаллы цоизита, волластонита, а также зерна эпидота. В интерстициях неравномерно располагаются неправильные выделения магнетита и сульфидов, причем заметно тяготеют они к пироксенитовой части и меньше к гранатовой. «Глазки» пренита с микрогранобластовой или сноповой структурами могут располагаться среди пироксенитовой части, реликты которой в виде кучек и рассеянных зерен клинопироксена имеются среди почти сплошных участков пренита с величиной зерна 0,15—0,3 до 0,01 мм в диаметре.

Намечается такая последовательность замещения: пироксенит — гранат — сульфиды — пренит мелкозернистый — пренит среднезернистый — кальцит — кварц. Гранат метастабилен и может оставаться среди пренита. Пренит проникает в гранат, развиваясь по реликтам пироксенита, имеющимся в гранате. Сульфиды в виде как мелких частиц (0,03—0,1 мм в диаметре), так и слившихся в дендриты агрегатов неравномерно насыщают породу, образуя полосы шириной 1—5 мм, где их количество достигает 20—50% общего объема породы. Интересно, что такие полосы иногда пересекаются жилками как поздних безрудных альбитов с микрогранобластовой до гипидиоморфнозернистой структурой и размером зерен 0,01—0,1 мм в диаметре (табл. XXI,1), так и пострудных пироксенитов (табл. XXI,2). В отдельных участках породы дендритовидные выделения сульфидов имеют периферические каемки граната (табл. XXII,1). По-видимому, за счет интенсивного развития подобных каемок кое-где наблюдается развитие «сотового» граната, который слагает стенки «сот», а в их центральных частях располагаются помимо сульфидов зерна клинопироксена и гнезда зеленого серпентин-хлоритового минерала.

Довольно часто можно видеть пироксен-гранатовую породу, где гранат и замещающие его рудные минералы составляют 50—80% общего объема породы. Агрегаты мелких зерен (0,03—0,15 до 0,3 мм в диаметре) клинопироксена неравномерно распределены среди граната и рудных минералов. Среди зерен бурого граната появляется множество мелких частичек (0,05—0,5 мм в диаметре) рудных минералов, которые, сливаясь в дендритовидные агрегаты, могут почти целиком замещать гранат. Среди рудных минералов остаются гнезда зерен клинопироксена, а также появляются гнезда зерен ангидрита, пренита и карбонатов. Местами рудные минералы располагаются уже и среди зерен клинопироксена и представлены здесь магнетитом и сульфидами (халькопирит с реликтами пирротина). В отдельных участках породы среди клинопироксена вместо изометричных зерен появляются в виде пятен (диаметром около 1 мм) губчатые и пористые выделения буроватого граната, типа ветвящихся ячеистых полос. Поры выполняются чешуйками и агрегатами серпентин-хлоритового минерала и выделениями сульфидов (халькопирит). Здесь же, в «ячеях», располагаются отдельные зерна и скопления (0,2—1 мм в диаметре) зерен зонального клинопироксена. Представление о химизме пироксен-гранатовых и пироксен-гранат-везувияновых метасоматитов дает табл. 50.

Гранатиты, существенно гранатовые метасоматиты с ангидритом, кальцитом, эпидотом, серпентином и пренитом. В некоторых участках, как указывалось выше, порода представляет собой почти сплошной гранатит с мелкими корродированными реликтами зерен клинопироксена (0,03—0,1 мм в диаметре) и одиночными метакристаллами везувияна. Среди зерен граната наблюдаются изометричные, прожилковидные и дендритовидные скопления мелких выделений рудных минералов, причем они за-

метно корродируют зерна граната (табл. XXII, 2). Вокруг более крупных зерен рудного и их скоплений (0,1—1,0 мм в диаметре) наблюдаются каемки осветленного граната. Кое-где среди граната могут быть целые микроблоки пироксенита с микрогранобластовой структурой и с мелкими зернами граната в интерстициях. Иногда наблюдаются крупные метакристы ангидрита с ситовидной пойкилитовой структурой с включениями кристаллов как клинопироксена, так и граната. Иногда хорошо заметно расчленение гранатита по паутине трещин и замещение его мелкозернистым бесцветным хлоритом.

Следует отметить также проявление интересных участков эпидот-гранатовых метасоматитов, развивающихся местами по пегматидным породам интрузии. Зерна эпидота (от 0,01 до 1 мм и более в диаметре) часто имеют зональное строение и пятнистую окраску (краевые части зеленые, центральные — бесцветные). Количество эпидота от участка к участку переменное — от одиночных зерен до эпидозита (см. раздел «существенно эпидотовые метасоматиты»). В некоторых случаях видно, что развивается он по лейстам плагиоклаза, в других — явно по клинопироксену. В участках сплошных эпидозитов, по-видимому, замещается и гранат (наблюдались корродированные зерна граната среди эпидота).

Участки, сложенные гранатом, могут быть бесцветными гранатами с незначительной пористостью либо буроватой губчатой массой (табл. XXII, 3), где многочисленные поры также выполнены агрегатами мелкозернистого серпентин-хлоритового минерала, карбонатом, мелкими выделениями магнетита и сульфидами (0,08—0,5 мм в диаметре). Диаметр пор от 0,01 до 1 мм и более. Среди мелкозернистого и сливного граната, составляющего пористый каркас, наблюдаются также изометричные зерна граната (до 0,15 мм в диаметре), имеющие красновато-бурый цвет. Изредка среди этой пористой массы попадаются зерна неправильной формы зонального клинопироксена (до 0,3—0,5 мм в диаметре). Кое-где вокруг выделений сульфидов (халькопирит-пирротинового состава) можно видеть каймы граната более светлого, чем окружающая гранатовая масса. Хорошо заметен (табл. XXII, 3) рисунок ветвящихся пор и капилляров, подчеркнутых распределением светлой окраски в части выделившегося граната. Переход бурых участков в бесцветные постепенный.

Среди зерен граната наблюдаются мелкие включения (0,01—0,1 мм в диаметре) магнетита и сульфидов. Благодаря неравномерному увеличению концентрации включений изредка наблюдается их слияние и практически полное замещение вмещающей их породы — гранатита. При этом можно видеть, что в центре рудных шпиров (диаметром до 1 см и более) резко преобладает вкрапленность магнетита, в периферических их частях и апофизах сульфиды (халькопирит) резко преобладают над вкрапленностью магнетита и служат «цементом» для них. Мелкая сульфидная вкрапленность располагается в гранатитах также и в экзоконтакте рудных шпиров. В зернах граната иногда попадаются многочисленные мелкие газовой-жидкие включения, в том числе с наполнением до 50%. Подобные же включения наблюдаются и в метакристаллах ангидрита, присутствующих иногда здесь в значительных количествах. Кое-где намечается связь между жилками ангидрита и локализацией дендритовидных обособлений сульфидов, вытягивающихся в сетчатые прожилки и шпирь. Иногда можно видеть проникновение сульфидов в ангидрит. В некоторых участках выделения сульфидов (0,1—1 мм в диаметре) в тесной ассоциации с ангидритом буквально «пропитывают» породу.

Скопления рудных минералов могут располагаться и среди серпентин-хлоритового минерала, но обычно там его уже мало. Взаимоотношения их не совсем ясны. Судя по тому, что породу часто пересекают хлорит-серпентиновые и карбонатные прожилки, а также по тому, что ячеистый гранатит кое-где сохраняется лишь в виде островков среди агрегатов вторичных низкотемпературных минералов (в основном, хлоритопо-

добного минерала), намечается такая последовательность замещения: пироксенит — гранатит — магнетит — сульфиды — хлорит-серпентиновый минерал и карбонаты. Иногда среди ангидрита, располагающегося в «ячейках» сотового гранатита, наблюдаются скопления зерен апатита (0,1—0,15 мм в диаметре).

В отдельных случаях встречались гранат-пироксен-пренитовые участки, где зерна граната (0,01—0,08 мм в диаметре) слагают дендритовидные агрегаты, проникающие в мелкозернистую массу зерен пренита. Полное впечатление, что гранат здесь развивается по густой паутине трещинок, причем кое-где среди граната остаются лишь реликты зерен пренита и клинопироксена. В других случаях можно наблюдать достаточно постепенный переход от интенсивно серпентинизирующихся апопикритовых пород с четкими псевдоморфозами серпентина по пидиоморфным зернам оливина к метасоматическим ангидрит-серпентиновым породам и далее к серпентин-ангидрит-гранатовым метасоматитам, причем мелкие изометричные сетчатые «ячейки», сложенные гранатом, судя по правильной форме их ограничений, по-видимому, наследуют формы отдельных зерен оливина. Внутренние части «ячеек» выполняются ангидритом, серпентин-хлоритом и сульфидами. Там, где каймы граната (стенки «ячеек») шире, можно видеть, что в отдельных участках появляются скопления пылевидных и более крупных выделений магнетита, располагающихся прямо внутри зерен граната, а также среди ангидрита. Нет сомнений, что рудные минералы здесь развиваются не только по ангидриту, но и по гранату. За это говорит присутствие здесь метасоматитов, в которых уже сульфиды и магнетит образуют губчатый каркас породы. Средний размер «ячеек» — 0,1—0,3 мм в диаметре. Выполняются они карбонатами, а также бесцветным и буровато-зеленым изотропным хлоритоподобным минералом. Пористая рудная масса на 70—80% состоит из сульфидов (пирротин-халькопиритового состава) и на 20—30% из выделений магнетита (зерна 0,08—0,3 мм в диаметре). Последние располагаются более или менее равномерно среди сульфидов, реже наблюдаются дендриты магнетита, на продолжении переходящие в сульфиды. Похоже, что магнетит здесь в реликтах и замещается сульфидами.

Представление о химизме описанных пород дает табл. 50.

Существенно эпидотовые (пироксен-эпидотовые, гранат-эпидотовые, пренит-эпидотовые) метасоматиты и эпидозиты. Перечисленные метасоматиты развиваются по безоливиновым, оливинсодержащим габбро-долеритам и основным пегматоидам. В шлифах можно проследить всю последовательность замещения зерен клинопироксена эпидотом вплоть до полных псевдоморфоз, а плагноклаза — обычно пренитом. В контакте с эпидотом в зернах клинопироксена наблюдаются каймы зеленой метасоматической разновидности пироксена. В некоторых случаях можно видеть развитие эпидота по плагноклазу и даже по прениту. Эпидозиты представляют собой гранобластовый агрегат зерен с величипой мономинеральных участков 1—3 мм в диаметре. В ассоциации с эпидотом находятся пренит, сфен, сульфиды (чаще пирит), зеленый биотит и кальцит. Кроме того, в эпидотизированных породах наблюдается ранний магнетит, который корродируется эпидотом, и поздний магнетит, который образует прожилки в эпидоте. В контакте с ранним магнетитом эпидот приобретает зональное строение с ярко-зеленой периферической частью и бесцветным центром зерна (табл. XXII, 4).

В гранат-эпидотовых метасоматитах наблюдаются две разновидности граната. Ранний гранат представлен субидиоморфными зернами и их скоплениями (0,4—0,9 см в диаметре). Отмечается зональное строение и анизотропия, особенно на контакте с сульфидами. Эпидот может образовывать псевдоморфозы по кристаллам плагноклаза, включенным в гранат, либо совместно с пренитом и темно-бурым сотовым гидрогранатом формировать прожилки в породе. Гидрогранат является одним из поздних

минералов, замещающим плагиоклаз, клинопироксен, эпидот и ранний гранат. В ассоциации с гидрогранатом устанавливается брусит, серпентин и кальцит.

В переменных количествах с эпидотом может находиться не только прениит, но и кальцит. В первом случае это эпидот-прениитовый метасоматит, переходящий в прениитит, во втором — эпидот-кальцитовая порода. Обращает на себя внимание зависимость показателей преломления прениита от количества эпидота в породе. В ряду пород эпидозит с прениитом — прениитит с эпидотом показатель преломления прениита изменяется следующим образом: $N_g = 1,662 \rightarrow 1,650 \rightarrow 1,642$, что говорит о соответствующем изменении железистости состава прениита $18 \rightarrow 7 \rightarrow 2$ ат. % Fe^{+3} (Золотухин и др., 1967) с падением интенсивности эпидотизации.

Ангидриты и существенно ангидритовые породы. Имеются все переходы от ангидритсодержащих разновидностей описанных выше метасоматитов через существенно ангидритовые метасоматиты к ангидритам. Покажем это на примере.

Ангидрит-пироксеновый метасоматит с гранатом имеет резко атакситовую пятнисто-полосчатую текстуру. Основная микрогранобластовая масса сложена зернами (0,01—0,02 мм в диаметре) клинопироксена (с ангидритом в интерстициях), среди которых располагаются гнезда более крупнозернистого (0,08—0,3 мм в диаметре) клинопироксена (в том числе лучистого), метакристаллы бурого граната, гнезда и прожилки ангидрита. В местах соприкосновения с ангидритом гранат становится бесцветным. Зерна клинопироксена, располагающиеся в метакристаллах (до 2 мм в диаметре) и прожилках ангидрита, явно крупнее по размеру, чем в основной массе породы. К крупнозернистым участкам ангидрит-пироксен-гранатового состава приурочена мелкая интерстиционная вкрапленность рудных минералов (магнетит, сульфиды).

В ангидрит-пироксеновом метасоматите еще более заметна относительная крупнозернистость породы вблизи жилков и гнезд ангидрита и карбоната, причем зерна клинопироксена отмечены и в виде лучистых агрегатов. Метакристаллы ангидрита (до нескольких миллиметров в диаметре) имеют ситовидную структуру благодаря включениям зерен клинопироксена. Судя по присутствию интерстиционной вкрапленности халькопирита и магнетита, часть интерстиционного ангидрита, по-видимому, уже замещена ими.

Пироксен-ангидритовый метасоматит представлен как уже описанным выше пироксенитом (зерна 0,03—0,16 до 0,5 мм в диаметре) с многочисленными отдельными или слившимися округлыми «глазками» ангидрита (диаметром 1—10 мкм), имеющими микрогранобластовую структуру с величиной зерна 0,1—0,3 мм в диаметре, так и метасоматитами, где ангидрит составляет основную ткань породы. В этом случае наряду с пятнообразными метакристаллами ангидрита, в которые пойкилитически включены многочисленные идиоморфные зерна клинопироксена, присутствуют также интерстиционные выделения ангидрита, составляющие основную вмещающую массу для зерен клинопироксена. Структура породы от микрогранобластовой до пойкилобластовой. Светло-зеленый клинопироксен представлен одиночными изометричными и вытянутыми (0,01—0,1 мм в диаметре) зернами и их скоплениями. Часто наблюдаются лучистые агрегаты типа сферокристаллов (0,15—0,5 мм в диаметре). Интервал угла $2V$ в зернах клинопироксена составляет (+) $54-74^\circ$. Зерна среди выделений сульфидов имеют $\angle 2V$ обычно в интервале (+) $63-74^\circ$. Изредка отмечены двойники. В отдельных участках клинопироксен слагает до 50% общего объема породы. К этим участкам обычно приурочена мелкая ветвящаяся вкрапленность сульфидов (величина отдельных зерен 0,01—0,03 мм в диаметре).

Иногда в породе наблюдаются изометричные зерна зеленой шпинели (0,01—0,1 мм в диаметре), а также их скопления до 0,2 мм в диаметре.

Довольно часто зерна шпинели располагаются среди выделений сульфидов и ангидрита, а также на контакте зерен ангидрита и клинопироксена и весьма редко среди скоплений зерен клинопироксена. Кое-где видно замещение зерен клинопироксена шпинелью с его реликтами внутри зерен шпинели (табл. XXIII, 1). В отдельных участках с гранобластовой структурой ангидрит составляет до 90% общего объема породы с величиной зерен 0,08—1 мм в диаметре. Форма зерен от изометричной до неправильной — у мегакристов. Часты двойники.

Отмечены также случаи проявления карбонат-ангидритовых метасоматитов с гранобластовой структурой. Средний размер зерен 0,2—1,5 мм в диаметре. В зернах как ангидрита, так и кальцита часто развиты полисинтетические двойники. Иногда наблюдаются явно корродированные зерна ангидрита со стороны выделений кальцита.

В других случаях можно видеть, что полосчатые участки почти мономинерального ангидритового состава с гранобластовой структурой резко сменяются полосами пироксен-ангидритового состава, причем в отдельных участках зерна клинопироксена (0,03—0,15 мм в диаметре) замещаются бесцветным почти изотропным хлоритоподобным минералом.

Пренититы и существенно пренитовые породы. Подобно ангидриту для пренита существует постепенный переход от пренитосодержащих метасоматитов, описанных выше, через существенно пренитовые породы к пренититам.

По габбро-долеритам часто развиваются прецит-пироксеновые и пироксен-пренитовые метасоматиты, вплоть до пренититов, замещающих лейкократовые пегматоидные интрузивные породы. Интенсивность замещения различная — от избирательной пренитизации плагиоклаза с сохранением структуры интрузивной породы до полного изменения структурного узора. Чаще всего реликтовая структура габбро-долерита лишь угадывается по пятнообразным существенно пироксенитовым участкам с микрогранобластовой структурой, фиксирующим положение распавшихся апопиклокристов клинопироксена, и кое-где по вытянутым псевдоморфозам по кристаллам плагиоклаза (1—1,5 мм в длину) исходной интрузивной породы. Изометричные зерна клинопироксена (0,1—0,5 мм в диаметре) обычно имеют зональное строение, причем периферические части окрашены от светло-зеленого до интенсивно-зеленого цвета. Местами заметен плеохроизм. Основная мелкозернистая масса породы имеет структуру от гранобластовой до сноповидной с размером изометричных зерен 0,01—0,1 мм в диаметре, а лучистых и перистых сферокристаллов 0,1—0,5 мм в длину, реже отмечаются полные сферолиты пренита, диаметром до 1 мм.

Иногда наблюдаются более крупнозернистые гнезда и прожилки пренита, которые могут слепо кончатся, как бы растекаясь в среднезернистой основной пренитовой массе породы. Очень часто встречаются изометричные, клиновидные и дендритовидные зерна сфена с размером 0,05—0,1 мм в диаметре, иногда они дают скопления (до 5% от общего объема породы). Выделения сульфидов (пирротин, халькопирит) располагаются среди пренита, а также скоплений зерен клинопироксена и имеют неправильную форму, достигая 1 мм в диаметре. Кое-где наблюдаются мелкие чешуйки бурого биотита (около 0,1 мм в диаметре), которые по периферии обесцвечены и хлоритизированы. За счет хлоритизации, прежде всего, биотита, по-видимому, возникают мелкие гнезда хлорита, располагающиеся среди пренита. Как отмечалось выше, в подобной ассоциации наблюдается и гранат с зональным строением и пятнистой окраской (от бурой до бесцветной). Обычно он находится в ассоциации с зернами клинопироксена, но иногда располагается непосредственно и в прените. Взаимоотношения между пренитом и гранатом позволяют предполагать синхронность выделения части граната с пренитом.

Иногда среди пренита наблюдаются зерна клиноцонзита с зональным строением, а также эпидота и пумпеллита. Изредка в подобных метасоматитах наблюдается зеленая роговая обманка, а чаще сине-зеленый актинолитоподобный амфибол. Гранат, биотит, роговая обманка, цоизит и эпидот наряду с развитием по зернам клинопироксена могут давать и самостоятельные выделения, находящиеся в ассоциации с халькопиритом и пирротином. Там, где сохраняются реликты замещаемых габбро-долеритов, в породе могут присутствовать и зерна альбитизированного плагиоклаза. Наблюдались случаи, когда все темноцветные минералы были замещены лучистыми агрегатами зеленого хлорита и пумпеллита, располагающихся мелкими гнездами среди пренитовой массы с реликтами зерен альбитизированного плагиоклаза. На фоне общей мелкоагрегатной массы пренита (менее 0,1 мм в диаметре) здесь отмечаются гнезда и прожилки более крупнозернистого пренита (0,1—0,5 мм в диаметре). Кое-где наблюдаются одиночные зерна и прожилки пирита. Этими наиболее поздними выделениями пренита в хлорит-пренитовой ассоциации заканчиваются его проявления в метасоматитах.

Представление о химизме существенно пренитовых пород дает табл. 51.

Существенно серпентиновые, серпентин-хлоритовые и карбонатные метасоматиты. Помимо непрерывного ряда от описанных выше существенно гранатовых пород с «сотовой» структурой с выполнением значительной части ячеек хлорит-серпентиновым минералом до серпентипитов сюда следует отнести брусит-серпентиновые, карбонатно-серпентиновые, тальк-карбонатные и карбонатные метасоматиты.

Серпентиниты, развивающиеся по пикритовым габбро-долеритам интрузии, обычно сохраняют реликтовую сегрегационную структуру. Можно проследить все переходы от габбро-долерита с частично серпентинизированным оливином до породы с полной серпентинизацией всего оливина (величина псевдоморфоз 0,15—1 мм в диаметре) и хлоритизацией пироксена и плагиоклаза. Реликты пренитизированного и реже альбитизированного плагиоклаза, а также биотит иногда сохраняются в породе. Рудная вкрапленность (капельвидная и интерстиционная), представленная сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит), в значительной мере также сохраняется, хотя с серпентинизацией связано интенсивное ее замещение поздним магнетитом по сети субпараллельных микротрещин (вытянутые вросстки магнетита в сульфидах и облегающие их каймы магнетита вокруг сульфидов). Наблюдаются также пылевидная вкрапленность и дендритовидные агрегаты зерен магнетита, располагающегося среди псевдоморфоз по оливину и связанного со сбросом железа в процессе серпентинизации оливина. В отдельных случаях видно, что оливин первоначально замещается чешуйками слюдоподобного буроватого до зеленого, иногда плеохромующего иддингсит-боулингитового минерала, а затем, по сети трещин, — бесцветным серпентином (табл. XXIII, 2), хотя чаще более вероятно, что иддингсит-боулингитовый минерал развивается позднее уже по реликтам оливина, сохранившимся между трещинок, выполненных серпентином. Серпентин обыкновенно представлен мелкими вытянутыми субпараллельными чешуйками с положительным удлинением, располагающимися поперек простирания выполняемых ими трещинок.

В серпентините нередко наблюдаются метакристы и прожилки ангидрита и кальцита. Последний проявляется иногда в большом количестве, и порода приобретает характер карбонат-серпентинового метасоматита. Выделения кальцита имеют неправильную форму с величиной зерен 0,5—5 мм в диаметре. Часты полисинтетические двойники. Кальцит располагается в интерстициях, либо пойкилитически включает в себя псевдоморфозы (0,5—1,5 мм в диаметре) серпентина по оливину. Среди серпентина иногда наблюдаются как мелкие изометричные зерна (0,01—0,05 мм в диаметре) граната, так и узкие лентовидные и дендритовидные выделе-

ния, длиной до 0,5 мм. Кое-где наблюдаются узкие каемки граната в контакте серпентина и выделений рудного минерала (магнетит, сульфиды) с образованием петельчатой текстуры. Выделения ангидрита окружаются тонкими периферическими каймами, а иногда пересекаются прожилками волокнистого гипса. Подобные каймы наблюдались и вокруг выделений пирита. Как ранее по отношению к прениту, так и теперь по отношению к серпентину можно предполагать, что с ним синхронна часть выделившегося на месторождении граната.

Серпентиниты, развивающиеся по форстеритовым роговикам метаморфического ореола ближнего экзоконтакта интрузии, могут либо сохранять реликтовую структуру роговика, либо представлять плотную черную, насыщенную пылевидной вкрапленностью рудных минералов и битуминозного материала массу мелкочешуйчатых (0,01—0,03 мм в диаметре) агрегатов хлорит-серпентинового минерала, составляющего до 80% общего объема породы. По-видимому, к этим же палочковым серпентинам он относится и в монтчеллит-серпентиновых метасоматитах, где серпентин явно замещает монтчеллит (табл. XXIII, 3).

Имеются постепенные переходы от существенно серпентиновых к брусит-серпентиновым и далее к серпентин-бруситовым метасоматитам. Наблюдались они в кровле интрузии среди апофорстеритовых серпентиновых пород. По сведениям Д. М. Туровцева (1969), здесь имеются также маломощные (0,1—1,5 м) прожилки бруситовых пород среди серпентинитов. Структура пород лепидобластовая, часто с концентрически-зональными агрегатами брусита (до 1,5 мм в диаметре). Количество брусита колеблется от единичных чешуек среди основной массы серпентина до 95% общего объема породы, представленной параллельно- и радиально-лучистыми агрегатами волокон брусита. Окраска брусита от бурой до бесцветной, преобладают темноокрашенные разности. В интерстициях между агрегатами брусита наблюдаются колломорфные выделения серпентина, а также зерна ангидрита, частично замещенного гипсом, кальцита, сульфидов и магнетита. Последний за пределами бруситовых агрегатов может замещаться пиритом, а среди брусита представлен мелкими пылевидными частицами. По мнению Д. М. Туровцева (1969), брусит возникает здесь за счет переработки серпентиновых пород магниальными гидротермальными растворами, обедненными CO_2 при температурах ниже 450°C . Процесс сопровождается выносом SiO_2 , привнесом H_2O и MgO , с общим преобладанием выноса вещества над привнесом.

Отметим, что интересные экзоконтактовые образования — апопериклазовые бруситовые мраморы — здесь возникают за счет чистых доломитов уже в условиях изохимического метаморфизма (при подвижности H_2O и CO_2) в отличие от брусит-серпентинитовых метасоматитов, описанных выше (Туровцев, 1969).

К серпентин-карбонатным породам генетически близки талька-карбонатные и карбонатные метасоматиты, образующие в них прожилки. Структура пород грапобластовая до микрогранобластовой. Зерна талька (0,2—0,3 мм в диаметре) неравномерно распределены, иногда образуют скопления среди изометричных зерен кальцита (до 1 мм в диаметре). В карбонатных метасоматитах структура чаще микрогранобластовая. Величина зерна 0,01—0,3 мм в диаметре у основной массы породы и до 1 мм и более — в гнездах и прожилках крупнозернистого кальцита. В отдельных участках до 30% общего объема породы составляют выделения хлорит-серпентинового минерала (0,05—0,15 мм в диаметре). Наблюдаются редкие зерна пирита (до 0,3 мм в диаметре).

Представление о химизме описываемых пород дает табл. 51, а также табл. 53, где приводится расчет на минералогический состав.

Цеолитсодержащие и существенно цеолитовые метасоматиты. Цеолиты наблюдались, подобно кальциту и ангидриту, в виде мелких зерен

Минералогический состав бесполовошпатовых метасоматитов (% нормативных минералов)

Минерал	Номер анализа															
	227	307	308	570	571	673	68	446	447	411	15	413	574	573	311	310***
Гранат	40,5	34,0	12,1	9,1	14,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен	11,2	—	—	4,8	13,0	97,0	90,2	74,4	94,2	235	63,1	—	36,4	31,2	—	—
Ангидрит	3,7	0,8	6,9*	5,2	2,5	0,5	—	19,5	0,4	3,2	0,7	10,1	17,9	16,9	0,4	2,5
Флогопит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	13,7	—	—	—
Шпатель	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,6	7,7	10,0	—	—	—
Волластонит	—	3,9	7,6	—	—	—	—	—	—	—	15,2	42,5	—	—	—	—
Везувит	—	45,1	46,1	29,9	8,3	—	—	—	—	37,2	—	—	—	—	—	—
Кальцит	8,7	2,6	18,1**	17,7	5,0	—	—	—	—	2,7	7,4	5,1	1,6	1,5	49,7	39,4
Кварц	9,4	10,2	1,3	—	—	—	—	—	—	4,8	—	—	—	—	—	—
Пренит	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сфен	0,6	—	0,5	0,5	0,5	—	—	—	—	0,8	—	1,2	—	—	—	—
Апатит	0,3	—	—	—	—	—	—	0,7	1,2	—	—	—	0,2	0,2	0,2	—
Серпентин	—	—	6,5	18,2	31,6	—	—	2,4	—	20,6	—	32,4	9,8	36,4	38,2	22,5
Брусит	—	—	—	13,0	16,1	—	—	—	—	—	—	1,0	4,5	—	11,3	28,8
Монтчеллит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,0	—	—
Рудный	10,6	3,4	0,9	1,6	9,0	2,5	2,9	3,0	4,2	7,2	—	—	5,9	6,8	0,6	3,4
Каолин	—	—	—	—	—	—	6,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

* Минерал рассчитан как гипс.

** В сумму кальцита внесено 6,0% норм. молек. доломита.

*** Дополнительно рассчитано 2,1% Аб и 1,3% Орт.

(0,03—0,08 мм в диаметре), метакристаллов (1—1,5 мм в диаметре), гнезд (0,2—0,5 мм в диаметре) и прожилков в гранат-пироксен-пренитовых метасоматитах. Заметна приуроченность зерен цеолитов к крупнозернистым участкам с гранобластовой структурой, сложенным кальцитом и препитом. Изредка наблюдались породы (из более мощных прожилков), почти целиком сложенные цеолитом с гнездами и прожилками кальцита, с величиной зерна 0,2—1 мм в диаметре. Часто наблюдаются изогнутые и лучистые крупные чешуйки с волнистым или мозаичным погасанием с удлинением \pm . Вдоль удлинения в них располагается система совершенной спайности. Погасание прямое или почти прямое. Наблюдались зерна с пересекающей спайностью (угол сп. 85°). На фоне мелкозернистой цеолитовой массы располагаются гнезда более крупных зерен, а также крупные (1—1,5 мм в диаметре) монолитно погасающие метакристы цеолита. В гнездах часто наблюдаются также сферокристаллы. Цвет цеолитов от светло-бурого до бесцветного.

ГЛАВА XI

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАСОМАТИТОВ

В разделе приводятся сведения по метасоматическим минералам как пород-метасоматитов, так и реакционных образований среди габбро-долеритов.

Полевые шпаты

Плаггиоклазы

Наиболее основные плаггиоклазы, которые могут быть уже отнесены к метасоматическим, обнаружены в реакционных образованиях, сопровождающих сульфидную вкрапленность и магнетит в интрузивных породах. Обычно это периферические каемки вокруг кристаллов первичного магматического плаггиоклаза, контактирующие с выделениями рудных минералов или находящиеся поблизости от последних (см. табл. IV, 3; X, 1). Реже это полные псевдоморфозы метасоматического плаггиоклаза по магматическому. Постепенное замещение кое-где отчетливо наблюдается среди табличек плаггиоклазов, включенных в рудную массу. Можно видеть неправильные затеки каем от периферических частей к центральным и появление в центре островков плаггиоклаза, отвечающего по составу периферическим каймам (№ 58—28; см. табл. 7, 15, 17, но чаще 45—35% Ан). Плаггиоклаз плаггиоклазитовых мелких шпиров над крупными сульфидными вкрапленниками в шкиристых габбро-долеритах, по-видимому, во многих случаях является уже новообразованием. Можно полагать, что новообразования метасоматического плаггиоклаза в породах дифференцированных трапсовых интрузий гораздо шире распространены, чем мы считали ранее (Золотухин, 1964). Остается мало сомнений в том, что новообразованиями плаггиоклаза представлены лейкократовые (или даже плаггиоклазитовые) шпирь и сетчатые прожилки, наблюдаемые кое-где на значительном удалении от горизонтов лейкократовых пегматоидных пород, в частности в интрузии Норильск-I. Тем не менее, этот вопрос еще требует дальнейших исследований (и, прежде всего, изучения включений минералообразующей среды), в связи с чем мы пока выделяем самостоятельный тип плаггиоклазитов среди изученных метасоматитов без детального его описания.

Результаты химических анализов полевых шпатов из метасоматитов (вес. %)

Окислы	Номер анализа			
	258М	259М	252М	261М
SiO ₂	62,02	66,85	62,57	69,45
TiO ₂	0,65	—	0,15	—
Al ₂ O ₃	16,08	19,41	22,32	15,16
Fe ₂ O ₃	0,45	0,07	Сл.	1,98*
FeO	0,97	0,37	0,60	—
MnO	0,02	0,03	—	—
MgO	3,48	0,52	0,40	2,45
CaO	6,42	1,33	2,92	3,36
Na ₂ O	9,57	10,50	8,00	1,14
K ₂ O	0,07	0,10	2,29	3,54
П. п. п.	1,20	0,90	0,56	1,30
Сумма	100,11	100,08	99,81	98,38

Состав полевых шпатов (с учетом примесей)

Аб	94	96	72	32
Орт	—	—	14	68
Ан	6	4	14	—

Примечание. 258М — «высокотемпературный» альбит с примесями из метасоматитов интрузии Макус (обр. 9506 — химлаборатория ИГиГ СО АН СССР) (Васильев, Золотухин, 1970); 259М — «низкотемпературный» альбит с примесями из метасоматитов интрузии Макус (обр. 9486 — химлаборатория ИГиГ СО АН СССР) (Васильев, Золотухин, 1970); 252М — щелочной полевой шпат с примесью биотита из гибридно-метасоматической породы по габбро-диориту Талнахской интрузии, дополнительно определены 0,081 вес.% P₂O₅ и 0,02 вес.% Cr₂O₃; 261М — ортоклаз с примесями (Клп — 15%, Mg — 1,7%, Kв — 20,6%, пиррофиллит — 35,2%) из интрузии Норильск-1. Звездочкой отмечено определение общего железа

Калинадровые полевые шпаты

Наблюдаются в виде одиночных самостоятельных зерен, периферических каемок вокруг зерен плагиоклаза в контакте его с участками микропегматитовых сростков калишпата и кварца в интерстициях — в составе реакционных образований в интрузии, а также в больших массах в составе существенно калишпатовых метасоматитов, развивающихся как по породам интрузии, так и по осадочным породам экзоконтакта. Измерения федоровским методом в sdвойникованных зернах показали, что по оптической ориентировке он близок к ортоклазу либо микроклину (табл. 55). Угол 2V колеблется обычно в интервале (—)74—88°. Измерения в иммерсии ($\pm 0,002$) показали значения $Ng=1,525-1,533$; $Np=1,521-1,525$, что предполагает (Трегер, 1968) наличие в его составе 20—50% Аб, т. е. это натровый ортоклаз (анортоклаз).

Измерение состава полевых шпатов из кварц-кальцикатовых метасоматитов

Координаты двойниковой оси (В) или нормали к шву (Д)			Символ	Состав	Примечания
<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>			
86	8	83	$V \perp (001)$	Ортоклаз	Буроватое таблитчатое зерно с двойниками
6	84,5	87	$V[010]$	Ортоклаз	Мелкое сдвойникованное зерно
82	12	82	$D \perp (010)$	Микроклин	Изометричное зерно, в центре которого реликты кварца. $\angle 2V = -84^\circ$
14	80	80	$D \perp (010)$	Микроклин	Зональное зерно. Центр — кальцикат $\angle 2V = -82^\circ$.
λ4	—	φ6	$D \perp (010)$	25 или 15% Ап	Край — кислый плагиоклаз в контакте с выделениями рудных минералов
19	81	73,5	$V[010]$	Микроклин	Табличка бесцветного кальциката среди микропегматитового «пятна»
{80	14,5	80	$V[001]$	Микроклин	Сдвойникованная табличка буроватого кальциката ($\angle 2V = -87^\circ$) с каймой бесцветного кальциката ($Ng' = 1,528$; $Np' = 1,522$)
{15	80	79	$D \perp (010)$		
{81	17,5	75	$V[001]$		
{11	89	80	$D \perp (010)$		
88	16,5	73,5	$D \perp (001)$	Микроклин	Таблитчатое зерно буроватого кальциката ($\angle 2V = -82^\circ$) с широкой каймой бесцветного кальциката ($\angle 2V = -48^\circ$)
88	11	79,5	$D \perp (001)$	Ортоклаз	
φ8	λ4	—	$D \perp (001)$	26% Ап	Мелкая табличка бесцветного плагиоклаза среди сульфидов.
λ4	φ9	—	$D \perp (010)$	30 или 13% Ап	

Интересно отметить сосуществование совместно с сульфидами ортоклаза (натрового ортоклаза) и кислого плагиоклаза (олигоклазового состава). Иногда наблюдается замещение ортоклаза альбитом. В существенно кальцикатовых метасоматитах обыкновенно в виде самостоятельных выделений присутствует и альбит.

Клинопироксены

Метасоматические клинопироксены широко представлены как в реакционных образованиях, связанных с рудными минералами в пегматоидных породах, и в гибридно-метасоматических породах самой интрузии, так и в еще больших масштабах в метасоматитах по интрузии и за ее пределами.

В реакционных образованиях и гибридно-метасоматических породах метасоматические клинопироксены, как окрашенные (от светло-зеленых до травяно-зеленых), так и бесцветные, могут слагать периферические широкие каймы вокруг первичного магматического клинопироксена, создавая четкое зональное строение зерен. Иногда наблюдается полное замещение метасоматической разновидностью зерен бесцветного магматического клинопироксена. В интенсивно-окрашенных разновидностях наблюдается четкий плеохроизм: по *Ng* — зеленовато-желтый до желтого, по *Nm* — оливково-зеленый, по *Np* — травяно-зеленый. Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$. Характерна дисперсия оптических осей ($r > v$) и осей оптической индикатрисы. В зональных зернах метасоматического клинопироксена на федоровском столике измерены $\angle 2V = (+)55 - 62^\circ$ (центр светло-зеленый до бесцветного), $(+)65 - 76^\circ$ (край интенсивно зеленый). Углы cNg , измеренные методом Д. С. Коржинского, соответственно равны 44—45 и 49—53°. Показатели преломления: $Ng = 1,722 - 1,746$, до 1,750; $Np = 1,698 - 1,720$, до 1,727. Крайние периферические части иногда бесцветные до светло-зеленых и

Результаты химических анализов клинопироксенов из метасоматитов, вес. %

Окислы	Номер анализа									
	61М	62М	70М	71М	72М	73М	74М	75М	81М	110М
SiO ₂	48,05	43,03	47,10	39,92	48,56	44,22	44,00	43,20	43,46	44,75
TiO ₂	0,53	0,80	1,99	3,87	1,12	1,85	2,50	1,29	2,30	1,52
Al ₂ O ₃	8,71	10,88	4,50	11,53	2,69	4,02	4,65	10,44	5,88	7,30
Fe ₂ O ₃	2,52	4,21	4,05	4,85	6,22	6,43	5,70	5,59	4,08	4,94
FeO	0,90	3,45	8,91	7,25	9,90	9,87	9,33	2,99	17,28	7,44
MnO	0,05	0,16	0,36	0,23	0,44	0,27	0,24	0,16	0,40	0,10
MgO	13,99	11,49	10,74	7,10	11,68	9,04	9,71	11,90	9,06	12,80
CaO	23,29	23,64	20,75	24,00	17,08	22,41	22,07	18,72	11,90	22,94
Na ₂ O	0,24	0,29	0,57	0,45	1,25	0,97	0,81	0,17	1,00	—
K ₂ O	0,10	—	0,17	0,12	0,16	0,31	0,43	1,10	0,56	—
P ₂ O ₅	0,02	0,11	—	—	0,08	0,33	0,35	—	0,30	—
H ₂ O [—]	0,35	—	1,09	0,38	0,20	—	—	—	—	0,11
П. и. п.	0,95	0,65	—	—	0,44	—	—	4,65	2,60	1,48
NiO	0,012	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,02	—	—	—	—	—	—	0,01	—
SO ₃	—	0,44	—	—	1,60	—	—	—	0,06	—
Сумма	99,81	99,52	100,24	99,71	99,82	100,04	100,07	100,91	99,58	100,38
f, ат. %	11,5	25,8	37,5	47,4	42,4	47,5	45,5	27,4	56,4	27,6

Количества ионов в пересчете на 6(0)

Ионы	Номер анализа									
	61М	62М	70М	71М	72М	73М	74М	75М	81М	110М
Ca	0,92	0,94	0,86	0,97	0,65	0,92	0,90	0,75	0,47	0,90
Na	0,01	0,02	0,04	0,03	0,09	0,07	0,06	0,01	0,08	—
K	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,06	0,03	—
Mg	0,07	0,04	0,10	—	0,25	—	0,03	0,18	0,42	—
Mg	0,70	0,62	0,50	0,41	0,43	0,52	0,53	0,51	0,13	0,71
Fe ⁺²	0,03	0,11	0,29	0,23	0,32	0,32	0,30	0,10	0,58	0,14
Fe ⁺³	0,07	0,12	0,01	0,14	0,18	0,15	0,17	0,16	0,13	0,13
Mn	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,02	—
Ti	0,01	0,02	—	—	0,03	—	—	0,04	0,07	0,03
Al	0,16	0,15	0,19	0,18	0,01	—	—	0,17	0,07	—
Ca	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Si	1,78	1,65	1,81	1,54	1,89	1,73	1,71	1,69	1,78	1,67

Ионы	Номер анализа									
	61М	62М	70М	71М	72М	73М	74М	75М	81М	110М
Al	0,22	0,35	0,01	0,35	0,11	0,18	0,22	0,31	0,22	0,32
Ti	—	—	0,06	0,11	—	0,05	0,07	—	—	0,01
Fe+3	—	—	0,12	—	—	0,04	—	—	—	—

Примечание. 61М — зеленый клинопироксен из пироксен-ангидритового метасоматита цементта псевдобрекчии псевдотахилитов (обр. 593/532 — химлаборатория ИГиГ, анализник Э. С. Гулецкая), дополнительно определены V_2O_5 —0,06 вес. %, Li_2O —0,034 вес. %, CoO —сл.; 62М — зеленый клинопироксен из апоинтрузивного метасоматита, прожилков в оливиновом габбро-долерите Нижнеталлахской интрузии (обр. 665/1186,6 — химлаборатория ИГиФМ, анализник Г. А. Скринник), дополнительно определено CO_2 —0,35 вес. %; 70М — авгит из гибридно-метасоматической породы (обр. Ю-343 — Юдина, 1965); 71М — фассаит (обр. Ю-110 — Юдина, 1965); 72М — клинопироксен из полевошпат-пироксеновой гибридно-метасоматической породы в кровле интрузива (обр. 169/468 — химлаборатория ИГиГ, анализник Э. С. Гулецкая); 73М — ферриавгит из околоскарновой породы (обр. 94. Скв. 104/142), дополнительно определено H_2O^+ —0,32 вес. % (Юдина, 1970); 74М — то же (обр. Т-1032. Скв. 237/183), дополнительно определено H_2O^+ —0,28 вес. % (Юдина, 1970); 75М — фассаит, дополнительно определено S —0,70 вес. % (Осипова, 1964); 81М — клинопироксен из габбро-диорита в кровле С.-з. ветви (обр. 300/473-А — химлаборатория ИГиФМ, анализник Г. А. Скринник), дополнительно определено CO_2 —0,50 вес. %, S —0,20 вес. %; 110М — зеленый клинопироксен из метасоматически измененных шпиров долерит-пегматитов Далдыканской интрузии, дополнительно определено H_2O^+ —1,16 вес. %, CO_2 —0,32 вес. % (Золотухин, 1964).

окаймляют не только зеленые широкие края зональных зерен, но и самостоятельные зерна, представленные зеленой разновидностью. Оптические свойства их: $\angle 2V = (+)45-55^\circ$; $\angle cNg = 42-44^\circ$; $Ng = 1,710-1,705$; $Np = 1,690-1,685$.

Клинопироксены из пироксеновых и пироксеносодержащих метасоматитов, описанных выше, подобны пироксенам из реакционных образований и гибридно-метасоматических пород. Правда, у них несколько более широкий интервал оптических констант: $\angle 2V = (+)47-82^\circ$; $\angle cNg = 39-57^\circ$; $Ng = 1,694-1,762$; $Np = 1,667-1,740$. Часто наблюдается дисперсия оптических осей ($r > v$). В окрашенных разностях (с высокими показателями преломления) наблюдается четкий плеохроизм от желтого по Ng до густо-зеленого по Np . Светлоокрашенные до бесцветных разности с низкими показателями преломления чаще слагают микрогранобластовую основную массу пород, на фоне которой проявляются гнезда и прожилки относительно крупных окрашенных и зональных зерен клинопироксена. Окрашенные разновидности представлены также крупными зернами в скарнах и пироксен-пренитовых метасоматитах. В зернах часто наблюдаются полисинтетические двойники. Как в реакционных образованиях интрузивных пород, так и в метасоматитах можно видеть четкие структуры замещения клинопироксена рудными минералами, а также роговой обманкой и биотитом.

По совокупности оптических констант в ряду химических анализов (табл. 56) можно говорить, что описываемые пироксены являются характерными клинопироксенами скарнов, которые остаются таковыми вне зависимости от того, как их именовать — зелеными ферриавгитами, как предложено ранее (Свешникова, Шабынин, 1961), или фассаитами, согласно В. В. Юдиной (1965_{1,2}). Первое название предпочтительней, хотя и далеко не все из них являются зелеными (лучше просто ферриавгиты, или авгиты скарнов). Если исходить из названия «фассаит», то согласно последней диаграмме Л. И. Шабынина (1969), приводимой на рис. 47, наши клинопироксены должны иметь железистость почти вдвое меньшую, чем ее дают химические анализы. Поэтому мы дополнили имеющиеся диаграммы, связывающие Ng и f клинопироксенов из скарнов (Шабынин, 1969; Свешникова, Шабынин, 1961), соответствующей кривой для норильских метасоматитов (см. рис. 47). В результате оказалось в составе клинопироксена реакционных образований и гибридных пород 10—55% желез. комп.; в составе клинопироксена метасоматитов интервал несколько более широкий (0—65% желез. комп.). На диаграмме можно видеть,

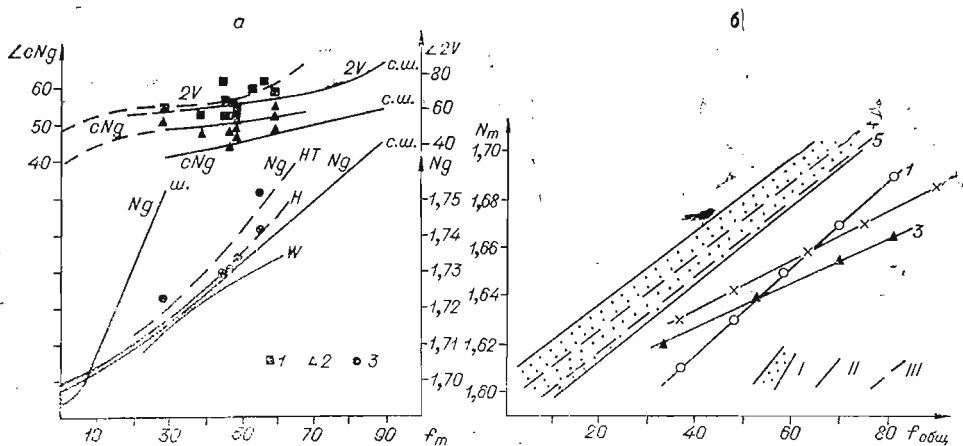


Рис. 47. Диаграмма зависимости железистости состава и оптических свойств для клинопироксенов (а), в том числе из скарнов и биотитов (б).

а. Кривые: 1 — для углов 2V; 2 — для углов cNg; 3 — для Ng после внесения в Ng поправки на TiO_2 (на 1%—0,005) (H — кривая Хесса для салитов и ферросалитов для скарнов Адирондака (Шабынин, 1969); W — кривая Винчелла для ряда диопсид — геденбергит (Шабынин, 1969); С. Ш. — кривая Свешниковой, Шабынина, (1961) для зеленых ферриавгитов; Ш — кривая Шабынина (1969) для фассаяитов; HT — кривая для клинопироксенов из норильских и талнахских метасоматитов).

б. Графики для биотитов: 1 — из метасоматических пород (Добрецов и др., 1970); 2 — по В. С. Соболеву (1950); 3 — из роговиков (Добрецов и др., 1970); 4 — Норильского района без учета TiO_2 в составе; 5 — Норильского района с учетом TiO_2 в их составе. I — шлейф точек свойств биотитов Норильского района без учета TiO_2 ; II — вариационные линии свойств биотитов по литературным данным; III — то же, по Норильскому району.

что описываемые клинопироксены представляют собой непрерывный ряд (по железистости), который при обеднении пироксенов глиноземом, по-видимому, смыкается с рядом диопсид-геденбергита (см. рис. 47).

Термометрическое исследование газовой-жидких включений в клинопироксенах высокотемпературной метасоматической стадии показало, что их кристаллизация происходит в диапазоне температур 710—820° С (Булгакова, Рябов, 1971; см. также табл. 63, 69). Для клинопироксенов среднетемпературной стадии, ассоциирующих с ангидритом, судя по включениям в последнем, температура образования снижается до 550° С.

Гранаты

Гранаты наблюдаются как среди связанных с рудной вкрапленностью реакционных образований в самой интрузии, так и в составе метасоматитов (скарноидов, скарнов и гранат-серпентиновых пород).

Среди реакционных образований наиболее часто наблюдаются мелкие изометричные зерна буроватого граната ($N=1,790$), располагающиеся вдоль спайности в роговой обманке (см. Золотухин, 1964; табл. XIV, 2), биотите (см. Золотухин, 1964₁; табл. XII, 2 и XIII, 1), плагиоклазе и клинопироксене (см. табл. II, 4, VI, 2). Оторочки бесцветного граната особенно часто наблюдаются на контакте плагиоклаза и зерен хлорита (табл. VI, 2), среди которого кое-где также встречаются мелкие изометричные зерна (табл. II, 3). Измерения в иммерсии показывают, что этоgrossуляр, либо обычный ($N=1,730$), либо содержащий, по-видимому, какое-то небольшое количество воды ($N=1,710—1,723$). Подобный же гранат часто наблюдается в гранат-серпентиновых метасоматитах. Среди рудных минералов цвет граната часто становится розовым до мясокрасного, иногда с зональным строением зерен. Судя по показателям преломления (N до 1,890), он может быть даже чистым андрадитом (Винчелл, 1949).

В сплошных метасоматитах при массовых иммерсионных замерах, проведенных Ф. П. Лесновым, наиболее развиты три группы составов, проявляющихся как в зональных, так и в самостоятельных зернах. Это практически чистый grossуляр, гранат с 35—40% и гранат с 75—80% (до 100%) андрадитового компонента (Винчелл, 1949), т. е. составы наблюда-

ются те же, что и у гранатов в реакционных образованиях. Гранаты, имеющие крайний безжелезистый или железистый составы, изотропны в противоположность гранатам промежуточного состава, которые анизотропны. Наиболее железистые гранаты наблюдаются среди сульфидов и магнетита. Химические анализы граната из метасоматитов Талнахской интрузии и других трапсовых интрузий района (табл. 57) показывают, что все они являются представителями гроссуляр-андрадитового ряда, иногда со значительным содержанием шорломитового компонента. Содержание других компонентов незначительно, что и позволяет при определении состава граната широко пользоваться иммерсионным методом (Винчелл, 1949). Результаты химических анализов также указывают на упомянутые выше три группы составов. Цвет гранатов под микроскопом от коричневого и темно-бурого (у шорломита) через розовый и мяскокрасный (у андрадита) до зеленовато-желтого (промежуточные составы граната) и бесцветного (у гроссуляра). Часто наблюдается сборная перекристаллизация мелких зерен (десятые доли миллиметра в диаметре) в крупные метакристаллы (до 1—2 см в диаметре) иногда с правильной идиоморфной огранкой.

Термометрическое изучение включений минералообразующей среды показало (Булгакова, Рябов, 1971, см. также табл. 69) высокие температуры образования граната (в интервале 820—550° С).

Везувиан

Наиболее распространен в гранат-везувиан-пироксеновых метасоматитах, (см. табл. XXI, 3), где развивается по гранату, и реже встречается среди серпентина. Обыкновенно это зональные метакристаллы неправильной формы, реже лучистые агрегаты. В скрещенных николях видны характерные четкие сегменты и чередующаяся зональность из синих и буровато-желтых аномальных интерференционных окрасок. Показатели преломления ($\pm 0,002$) заметно колеблются: для N_g в пределах 1,726—1,740, что предполагает в составе везувиана 5—8 вес. % Fe_2O_3 (Винчелл, Винчелл, 1953). Химические анализы (см. табл. 57) показывают довольно устойчивый состав почти без железистого компонента, что отвечает составу везувиана, наблюдающегося среди серпентина ($N_g=1,703-1,708$). Двупреломление везувиана незначительное, обыкновенно он близок к изотропному. Наблюдается сильная дисперсия оптических осей и осей индикатрисы. Среди серпентина как совместно с гроссуляром, так и без него наблюдается развитие мелких изометричных метакристов везувиана, причем часто проявляются его лучистые формы (сферокристы и отдельные призмы).

Изучение газовой-жидких включений в везувианах позволило установить наличие высокотемпературной (гомогенизация при температуре 820°С) и низкотемпературной (120°С) генераций (Булгакова, Рябов, 1971, см. также табл. 69).

Биотит

Наиболее широко биотит представлен в реакционных образованиях в интрузивных габбро-долеритах совместно с сульфидами и магнетитом. Особенно обогащены ими пикритовые габбро-долериты (1—5% общего объема породы), в меньшей степени — оливин-биотитовые и контактовые габбро-долериты (отдельные чешуйки и метакристы по пироксенам). В составе реакционных оторочек биотит слагает гнезда чешуек, реже могут наблюдаться маломощные прожилки, сложенные одним биотитом. Биотит, находящийся в тесной ассоциации с выделениями сульфидов и даже внутри них, имеет четкий плеохроизм: по N_g — красно-бурый до бурого, по N_p — ярко-желтый до светло-желтого и бесцветного. Реже

Результаты химических анализов гранатов и везувианов из метасоматитов, вес. %

Оксиды	Гранаты							Везувианы		
	Номер анализа							167М	161М	168М
	57М	58М	59М	55М	31М	43М	42М			
SiO ₂	32,21	36,58	35,95	36,75	36,90	38,55	35,45	37,20	37,15	36,31
TiO ₂	6,51	1,57	1,84	0,75	0,62	0,04	1,42	0,87	0,85	0,54
Al ₂ O ₃	8,67	11,64	6,80	18,11	16,71	17,66	3,10	16,60	18,02	14,54
Fe ₂ O ₃	17,59	15,10	18,92	5,71	6,19	6,89	25,56	0,28	1,06	3,47
FeO	—	—	1,79	0,97	1,08	0,45	2,08	0,50	0,61	1,94
MnO	0,15	0,28	0,10	0,72	0,08	0,13	0,27	0,04	0,10	0,03
MgO	—	1,08	1,41	1,56	1,70	1,44	—	5,14	5,23	6,05
CaO	33,90	33,43	33,18	32,29	33,96	34,59	31,93	36,50	35,24	33,57
Na ₂ O	0,11	0,10	—	—	0,20	0,11	0,16	0,21	0,17	0,29
K ₂ O	0,14	0,05	—	—	—	0,13	0,14	0,04	0,08	—
П. п. п.	0,51	0,62	—	0,88	0,52	—	—	—	—	0,79
H ₂ O	—	—	—	—	0,12	0,15	0,10	1,00	1,05	0,26
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	1,01	—	0,98
F	—	—	—	—	—	—	—	1,00	0,58	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,19	0,08	0,27	—	0,08	0,076
Сумма	99,81	100,47	99,99	99,87	99,76	100,22	100,48	100,39	99,89	99,74
f, %	58	44	65	20	19	20	82	2	3	6
	(андр.)	(андр.)	(андр.)	(андр.)	(андр.)	(андр.)	(андр.)	(ат.)	(ат.)	(ат.)

Примечания. Гранаты: 57М — из эндоскарнов Норильск-I (обр. 174 — ЦХЛ НТГУ) (Золотухин, 1964), $(\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{3,0}\text{Mn}_{0,01}\text{Zr}_{0,01}\text{Fe}_{1,08}^{+3}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,34})_{1,97}[(\text{Si}_{2,65}\text{Ti}_{0,33})_{3,0}\text{O}_{12}]$; 58М — из экзокскарнов Норильск-I (обр. 203 ж(A) — ЦХЛ НТГУ) (Золотухин, Васильев, 1964), дополнительно определено S — 0,18 вес.%, $(\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{2,96}\text{Mn}_{0,02}\text{Zr}_{0,02}\text{Al}_{0,91}\text{Fe}_{0,86}^{+3}\text{Ti}_{0,11})_{1,88}[\text{Si}_{2,93}\text{O}_{12}]$; 59М — из халькопиритовых жилков в ближайшем экзоконтакте интрузии Норильск-I (обр. 153 — ЦХЛ НТГУ) (Золотухин, 1964), $(\text{Ca}_{2,90}\text{Fe}_{0,12}^{+2}\text{Mg}_{0,17}\text{Zr}_{0,19}\text{Al}_{0,60}\text{Fe}_{1,16}^{+3}\text{Ti}_{0,04})_{1,85}[(\text{Si}_{2,93}\text{Ti}_{0,07})_{3,0}\text{O}_{12}]$; 55М — из среднетемпературных магнетитсодержащих метасоматитов интрузии Макус (обр. 938В — химлаборатория ИГиГ) (Золотухин, Васильев, 1969), $(\text{Ca}_{2,58}\text{Mg}_{0,18}\text{Fe}_{0,07}^{+2}\text{Mn}_{0,06}\text{Zr}_{0,28}\text{Al}_{1,66}\text{Fe}_{0,34}^{+3}\text{Ti}_{0,04})_{2,04}[\text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}]$; 31М — из известкового экзокскарна Хараелахской ветви Талнахской интрузии (обр. 593Г — химлаборатория ИГиФМ), дополнительно определены: P₂O₅ — 0,19 вес.%; SO₃ — 1,47 вес.%; Cr₂O₃ — 0,02 вес.%, $(\text{Ca}_{2,80}\text{Mg}_{0,20}\text{Fe}_{0,07}^{+2}\text{Zr}_{0,07}\text{Al}_{1,68}\text{Fe}_{0,38}^{+3}\text{Ti}_{0,04})_{2,0}[\text{Si}_{2,95}\text{O}_{12}]$; 43М — из известкового экзокскарна Хараелахской ветви Талнахской интрузии (обр. 593/506,5 — химлаборатория ИГиГ), $(\text{Ca}_{2,85}\text{Mg}_{0,12}\text{Fe}_{0,03}^{+2}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,01}\text{Zr}_{0,06}\text{Al}_{1,57}\text{Fe}_{0,40}^{+3})_{1,97}[(\text{Si}_{2,95}\text{Al}_{0,04})_{3,0}\text{O}_{12}]$; 42М — из эндоскарна Хараелахской ветви Талнахской интрузии (обр. 837/596,0 — химлаборатория ИГиГ), $(\text{Ca}_{2,85}\text{Fe}_{0,16}^{+2}\text{Mn}_{0,02}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,01}\text{Zr}_{0,06}\text{Fe}_{1,60}^{+3}\text{Al}_{0,26}\text{Ti}_{0,09})_{1,94}[(\text{Si}_{2,92}\text{Al}_{0,04})_{3,0}\text{O}_{12}]$.

Везувианы: 167М — из экзоконтакта Талнахской интрузии (обр. Ю-13 — химлаборатория ИГЕМ) (Юдина, 1965), $(\text{Ca}_{0,30}\text{Na}_{0,09}\text{Zr}_{0,20}\text{Mg}_{1,22}\text{Fe}_{0,10}^{+2})_{1,92}(\text{Al}_{4,66}\text{Fe}_{0,08}^{+3}\text{Ti}_{0,16}\text{B}_{0,40}\text{S}_{0,28})_{1,92}[\text{Si}_{2,07}]_2[\text{Si}_{0,97}\text{O}_4]_3(\text{OH}_{1,60}\text{F}_{0,78}\text{O}_{1,64})_{4,0}$; 161М — из экзокскарна Талнахской интрузии (обр. 388/493 — химлаборатория ИГиГ), $(\text{Ca}_{8,86}\text{Na}_{0,09}\text{K}_{0,03}\text{Zr}_{0,97}\text{Mg}_{1,82}\text{Fe}_{0,11}^{+2}\text{Mn}_{0,11})_{1,94}(\text{Al}_{3,88}\text{Fe}_{0,22}^{+3}\text{Ti}_{0,14})_{3,94}[\text{Si}_{2,07}]_2[\text{Si}_{0,94}\text{O}_4]_3(\text{O}_{0,62}\text{OH}_{2,0}\text{F}_{0,4})_{4,0}$; 168М — из экзокскарна Хараелахской ветви Талнахской интрузии (обр. 593В — химлаборатория ИГиФМ), дополнительно определены SO₃ — 1,13 вес.%, S сульфид — 0,15 вес.%, Cr₂O₃ — 0,01 вес.%, $\text{Ca}_{8,93}(\text{Mg}_{2,22}\text{Fe}_{0,40}^{+2})_{2,62}(\text{Al}_{1,26}\text{Fe}_{0,66}^{+3}\text{Ti}_{0,10})_{3,01}[\text{Si}_{2,07}]_2[\text{Si}_{1,03}\text{O}_4]_3(\text{O}_{2,73}\text{OH}_{0,49}\text{F}_{0,78})_{4,0}$.

Результаты химических анализов биотитов,

Окислы	Биотиты									
	Номер									
	121M	121M-1	122M	123M	124M	125M	126M	127M	129M	130M
SiO ₂	35,75	36,64	38,30	38,18	37,65	35,53	35,50	36,20	41,90	36,90
TiO ₂	5,64	2,55	3,08	5,92	2,75	3,60	3,04	2,84	2,70	3,82
Al ₂ O ₃	15,50	14,66	12,40	13,64	15,04	8,38	13,26	13,53	10,91	12,35
Fe ₂ O ₃	1,71	6,05	0,59	2,01	1,56	1,42	4,76	4,61	1,40	—
FeO	7,08	4,91	7,42	7,18	4,38	7,11	19,72	21,02	13,58	13,12
MnO	0,14	—	0,14	0,16	0,16	0,03	0,48	0,56	0,16	0,16
MgO	21,51	21,84	25,51	18,11	24,48	27,50	5,30	5,18	18,19	18,26
CaO	0,59	0,83	1,78	1,88	1,82	0,10	8,10	6,98	0,59	2,48
Na ₂ O	0,36	0,20	0,68	0,28	0,26	0,67	1,81	1,54	0,56	0,92
K ₂ O	9,89	9,20	7,26	7,12	7,46	4,62	4,28	3,25	6,22	6,80
H ₂ O+	1,58	2,77	1,87	4,26	—	—	—	—	3,64	4,15
H ₂ O-	0,30	—	0,30	0,15	0,17	0,60	—	—	—	0,62
П. п. п.	—	—	—	—	4,37	10,62	2,41	3,44	—	—
F	0,43	0,70	—	0,52	—	—	0,32	0,41	0,20	0,30
P ₂ O ₅	—	—	0,54	—	—	—	0,63	0,50	0,054	0,06
Li ₂ O	—	0,03	—	—	—	—	—	—	0,022	0,022
NiO	0,02	—	0,10	0,19	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,25	99,98	99,97	100,00	99,63	100,13	99,52	99,90	100,03	99,85

Пересчет количества

Ионы	Номер							
	121M	121M-1	122M	123M	124M	125M	126M	129M
Si	5,32	5,332	5,647	5,482	5,336	5,447	5,66	—
Al	2,68	2,500	2,163	2,311	2,516	1,511	2,34	—
Ti	—	0,168	0,190	0,207	0,148	0,414	—	—
Fe ⁺³	—	—	—	—	—	0,153	—	—
Cr	—	—	—	0,052	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—	—	0,14
Ti	0,62	0,121	0,156	0,422	0,111	—	—	0,36
Fe ⁺³	0,20	0,665	0,070	0,224	0,170	—	—	0,58
Fe ⁺²	0,88	0,594	0,913	0,862	0,519	0,912	7,198	2,62
Mn	0,02	—	0,009	0,017	0,017	—	—	0,06
Mg	4,76	4,729	5,523	3,871	5,174	6,286	1,26	—
Ca	0,05	0,122	0,284	0,293	0,272	0,018	1,18	—
Na	0,05	0,026	0,196	0,086	0,068	0,202	0,56	—
K	0,94	0,857	1,382	1,294	1,362	0,904	0,88	—
OH	1,90	2,708	2,180	3,775	4,000	4,000	2,54	—
F	1,88	0,323	—	0,225	—	—	0,16	—
H ₂ O	0,30	—	—	0,23	0,15	3,72	—	—
f	18,5	21,0	15,1	22,2	12,0	14,5	71,7	—
f'	26,4	24,7	19,4	30,1	16,2	19,0	72,8	—
Nm	—	1,620	1,608	1,638	1,620	—	1,705	—

Таблица 58

амфиболов, пектолитов и ксенолитов, вес. %

анализа											
Амфиболы						Пектолиты				Ксенолит	
132М	133М	134М	135М	139М	181М	183М	182М	227М	205М- -2	229М	211М-1
39,40	38,33	39,50	38,78	39,96	43,39	38,12	41,50	43,44	51,44	52,08	47,01
3,80	5,80	5,20	5,64	4,05	2,72	0,40	0,70	—	—	—	0,07
11,82	11,88	10,53	13,97	11,66	8,15	18,85	9,44	0,42	1,07	1,27	0,70
3,10	3,14	3,94	4,30	1,06	1,76	5,65	5,91	—	0,18	—	—
7,33	6,56	6,75	11,25	5,75	6,68	3,80	24,03	0,26	—	0,37	0,38
—	—	—	—	—	0,04	—	0,27	0,12	—	0,48	—
20,31	20,65	22,18	13,17	21,37	18,19	15,15	3,20	—	0,93	—	0,53
0,83	0,47	0,47	1,51	0,15	11,42	12,95	11,43	33,14	32,95	33,00	43,96
0,60	0,74	0,60	0,72	0,48	2,74	2,44	1,63	8,20	8,45	9,40	0,22
6,78	7,08	6,50	5,76	9,13	0,78	0,51	1,07	0,04	0,03	0,04	—
—	—	4,40	—	5,16	3,64	—	—	2,23	2,38	2,90	6,17
—	—	—	—	0,52	0,26	0,24	—	3,00	0,18	0,10	1,04
—	—	—	—	—	—	2,52	—	—	—	—	—
0,50	0,30	0,80	0,80	0,50	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,022	0,022	0,022	0,040	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
94,49	94,97	100,43	96,04	99,79	99,78	100,13	99,18	99,30	99,43	100,79	100,14

ионов биотитов на 24 (0)

анализа								
127М	129М	130М	132М	133М	134М	135М	139М	
5,64	6,10	5,460	5,714	5,524	5,602	5,627	5,74	
2,36	1,872	2,173	2,021	2,029	1,758	2,373	1,84	
—	0,028	0,367	0,265	0,447	0,550	—	0,42	
—	—	—	—	—	0,090	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
0,12	—	—	—	—	—	—	—	
0,32	—	—	—	—	—	—	—	
0,54	0,27	0,060	0,153	0,186	—	0,014	0,14	
2,74	0,158	—	0,332	0,329	—	0,610	—	
0,08	1,652	1,621	0,889	0,798	0,319	0,471	0,12	
1,20	0,018	0,018	—	—	0,802	1,368	0,70	
—	3,951	4,02	4,381	4,449	4,701	2,848	4,60	
0,98	0,096	0,392	0,122	0,078	0,068	0,236	0,02	
0,46	0,158	0,134	0,164	0,182	0,170	0,192	0,12	
0,60	1,154	2,041	1,254	1,302	1,178	1,080	1,68	
3,58	3,527	2,041	3,764	3,867	3,640	3,633	1,78	
0,20	0,048	0,142	0,236	0,133	0,360	0,367	0,22	
—	—	0,30	0,56	0,48	0,26	0,15	0,23	
73,2	32,4	28,8	21,8(19,4)	20,2(17,8)	20,5	39,2(36,0)	15,1	
75,0	34,9	33,8	27,2(25,1)	28,4(26,4)	27,3	46,2(43,7)	21,2	
1,703	1,610— 1,646	—	1,648	1,650	1,640	—	—	

Пересчет количества ионов амфиболов на 24(0), пектолитов на 9(0), ксенолита на 12 катионов

Ионы:	Номер анализа						
	181М	183М	182М	227М	205М-2	229М	211М
Si	6,41	5,55	6,53	3,02	2,95	2,93	5,86
Al	1,29	2,41	1,47	0,03	0,04	0,09	0,11
Ti	0,30	0,04	—	—	—	—	0,01
Fe ⁺³	—	—	—	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—
Al	0,14	0,81	0,29	—	—	—	—
Ti	—	—	0,08	—	—	—	—
Fe ⁺³	0,19	0,61	0,70	—	—	—	—
Fe ⁺²	0,83	0,40	3,16	0,02	—	0,02	0,04
Mn	—	—	0,02	—	—	0,02	—
Mg	4,03	3,30	0,75	—	0,08	—	0,09
Ca	1,81	2,00	1,92	2,03	1,93	1,94	5,86
Na	0,78	0,68	0,50	1,10	0,94	1,03	0,05
K	0,16	0,10	0,22	—	0,01	—	—
ОН	2,00	2,00	2,00	0,67	0,91	1,03	1,98(2,22)
F	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,9	0,31	—	—	—	—	—
f	20,2	23,4	81,1	—	—	—	—
f'	—	—	—	—	—	—	—
Ng	—	1,676	1,684	1,635	1,635	1,636	1,597
Np	—	1,655	1,666—	1,603	1,604	1,603	1,584
			1,668				

Примечание. Биотиты: 121М—бурый Би из троктолитового габбро-долерита Талнахской интрузии (скв. 273 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Л. Непейна), 121М-1 — зеленый Би из троктолитового габбро-долерита Талнахской интрузии (скв. 273 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая); 122М — бурый Би из пикритового габбро-долерита Талнахской интрузии (скв. 585/796.4 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Л. Непейна); 123М — бурый Би из реакционных оторочек вокруг сульфидных вкрапленников в пикритовых габбро-долеритах интрузии Норильск-1 (обр. 127В — химлаборатория ИГиГ, аналитик И. В. Кузнецова), дополнительно определено Cr_2O_3 — 0,40 вес.%; 124М — бурый Би из прожилков в пикритовом габбро-долерите Черногорской интрузии (обр. 121/385) (Золотухин, Васильев, 1969.); 125М — бурый Би из реакционных оторочек над сульфидными вкрапленниками в пикритовом габбро-долерите интрузии Норильск-1 (обр. № 2 — химлаборатория ИГиГ, аналитик И. В. Кузнецова); 126М — зеленый Би из гибридно-метасоматической породы из кровли Талнахской интрузии (скв. 169/468 — химлаборатория ИГиФМ, аналитик Г. А. Скринник), дополнительно определено Cr_2O_3 — 0,01 вес.%; 127М — зеленый Би из гибридно-метасоматической породы из кровли Талнахской интрузии (скв. 169/587А — химлаборатория ИГиФМ, аналитик Г. А. Скринник); 129М — бурый Би из оливин-биотитового габбро-долерита Талнахской интрузии (скв. 493/551—565 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая); 130М — бурый Би из пикритового габбро-долерита Талнахской интрузии (скв. 26/650—656 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая), дополнительно определено Cr_2O_3 — 0,04 вес.%; 132М — бурый Би из верхней части горизонта пикритового габбро-долерита интрузии Норильск-1 (обр. 926 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая); 133М — бурый Би из пикритового габбро-долерита Талнахской интрузии (скв. 26/640—647 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая); 134М — бурый Би из частично такситизированного пикритового габбро-долерита интрузии Норильск-1 (обр. 127А — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая); 135М — красно-бурый Би из околорудного биотит-полевшпатового метасоматита, связанного с Талнахской интрузией (скв. 582/835.7 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Э. С. Гулецкая); 139М — бурый Би из скопленений в пикритовом габбро-долерите Черногорской интрузии (Коровяков и др., 1963).

Амфиболы: 181М — бурая роговая обманка из реакционных образований в пикритовом габбро-долерите интрузии Норильск-1 (обр. № 1 — химлаборатория ИГиГ, аналитик И. В. Кузнецова); 183М — зеленая роговая обманка из метасоматитов интрузии Макус (обр. 9486 — химлаборатория ИГиГ, аналитик И. В. Кузнецова (Золотухин, Васильев, 1969.)); 182М — феррогастинсит из околорудной породы Талнахской интрузии (обр. 823 — химлаборатория ИГЕМ, аналитик Р. Л. Телешова (Юдина, 1970)).

Пектолиты: 227М — из прожилка в базальтовом габбро-долерите в ассоциации с прени-том и селенитом (обр. 806 — химлаборатория, аналитик Л. Зоркина), дополнительно определено SO_3 — 8,45 вес.%; 205М-2 — из цемента псевдобрекчии псевдотахилитов в ассоциации с воластоном и ангидритом (обр. 586кд/936 — химлаборатория ИГиФМ, аналитик Г. А. Скринник), дополнительно определено SO_3 — 1,70 вес.%, CO_2 — 0,22 вес.%; 229М — из прожилка в базальтовом габбро-долерите в ассоциации с прени-том, ангидритом и селенитом (обр. 806/586.5 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Л. Зоркина), дополнительно определено SO_3 — 1,15 вес.%;

Ксенолиты: 211М — из прожилка в базальтовом габбро-долерите (обр. К-14 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Л. Зоркина), дополнительно определено P_2O_5 — 0,055 вес.%. В пересчетах в скобках показано значение коэффициента при ОН, исходя из данных термического анализа этого образца: обезвоживание (2,7 вес. %) при 800° С.

наблюдается оранжевый биотит, который, в частности, кое-где образует каймы обрастания вокруг плагиоклаза среди рудной массы (см. табл. IV, 1), а также вокруг зерен магнетита. Судя по интервалу показателей преломления ($N_g=1,615-1,645$), в составе биотита реакционных образований (см. рис. 8 и рис. 47, б) может находиться 20—50% железистого компонента (Соболев, 1950). Результаты химических анализов этого биотита (табл. 58) из Талнахской, Черногорской интрузий и интрузии Норильск-1 показывают лишь крайние магнезиальные составы указанного ряда (12—15% железистого компонента).

Оранжевый биотит из биотитсодержащих метасоматитов имеет более узкий интервал значений ($\pm 0,002$) $N_g=1,634-1,644$, что соответствует (Соболев, 1950) присутствию в их составе 40—50% железистого компонента. Реже в метасоматитах наблюдались бесцветные разности с N_g до 1,678 (75% железистого компонента). Флогопит наблюдался в ангидритсодержащих и других магнезиальных метасоматитах в виде отдельных чешуек и их скоплений ($N_g=1,579 \pm 0,002$).

Химические анализы биотита из метасоматитов Талнаха показали (см. табл. 58) в его составе 14—32 до 73 мол. % железистого компонента*, что позволило дать новую диаграмму (см. рис. 47, б), которой предпочтительно пользоваться далее для оценки железистости норильских биотитов по оптическим данным.

Роговые обманки

Наиболее часто роговые обманки наблюдаются в качестве реакционных образований, сопутствующих рудным минералам в породах интрузий и частично или полностью замещающих зерна пироксенов. Здесь проявляется несколько их разновидностей: бурая, зеленая до буровато-зеленой, сине-зеленая, бесцветная и, наконец, зеленая волокнистая актинолитового типа. В зональных кристаллах можно видеть, что центральные части представлены бурой, краевые — зеленой до буровато-зеленой, а крайние периферические — чаще сине-зеленой, реже бесцветной, либо травяно-зеленой волокнистой до игольчатой. Нередко эти разновидности проявляются и в виде самостоятельных зерен и их скоплений. Подобные же разновидности наблюдаются и в гибридно-метасоматических породах, в частности в «габбро-диоритах» и «кварцевых диоритах». В собственно метасоматитах относительно широко распространены зеленая роговая обманка, а также травяно-зеленый игольчатый амфибол. Надо сказать, что роговообманковые и существенно роговообманковые метасоматиты на Талнахе редки.

Как видно из рис. 8, изображающего распределение наших замеров N_g , N_p и $\angle 2V$ для обычной роговой обманки относительно диаграммы В. Е. Трегера (1968) и значения N_g для бурых роговых обманок относительно диаграммы В. С. Соболева (1950), железистость их чаще всего колеблется в пределах 20—50% железистого компонента. Это отражено и в табл. 59, где приводятся кристаллооптические свойства для описываемых разновидностей роговой обманки. Бурые и буровато-зеленые роговые обманки могут быть как отрицательными, так и положительными ($\angle 2V=(+)85-90^\circ$).

Химические анализы бурой и зеленой роговой обманок из метасоматических образований в норильских интрузиях приводятся в табл. 58.

* Обнаружение высокожелезистого биотита дополняет группу ранее найденных (Золотухин и др., 1967; Золотухин, 1971; Юдина, 1970) разновидностей высокожелезистых минералов, парагенетически связанных с проявлениями рудных минералов (клинопироксен, гранат, фаялит, пренит, пумпеллит, ферригастингсит, хлорит). Вся эта группа минералов носит ярко выраженный характер околорудных изменений и может использоваться при геологопоисковых работах.

Кристаллооптические свойства роговых обманок

Кристаллооптические свойства	Разновидности роговых обманок				
	бурая	зеленая до буровато-зеленой	сине-зеленая	бесцветная	травяно-зеленая игольчатая (актинолитоподобная)
Плеохроизм по: N_g	Розовато-бурый до бурого	Светло-зеленый до травяно-зеленого	Зеленый до светло-зеленого с синеватым оттенком	—	Травяно-зеленый
N_m	Светлее, чем по N_g	Светло-оливково-зеленый	Светло-зеленый	—	Буровато-зеленый
N_p (Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$)	От светло-бурого до бесцветного	Зеленоватый до бесцветного	Зеленоватый до бесцветного	—	Светло-зеленый
Углы $2V^\circ$	Центр → край, 1) -69; (-)78-81, 86 до (+) 87-90; 2) (-)85-86 → → (-)84-82; 3) (-)80 → 86; 4) -73	Центр → край 1) 72-75; 2) 78-66 до +85; 3) -66; 4) -83; 5) (-) 70-71, 76; 6) -66	Центр → край 1) 70-67; 2) -72; 3) (-) 71-72	1) (-) 87-80 2) (-) 73-83	-80
Углы cNg°	1) 24 → 10 (центр → край) 2) 22-23; 3) 12; 4) 13-14	1) — 2) — 3) 14,5-17; 4) 13-17; 5) 10-11; 6) 14	1) 14 2) 10 3) 10-11	1) 14 2) —	~10

Показатели пре- ломления ($\pm 0,002$)	<i>Ng</i>	1) 1,684—1,670; 2) 1,674—1,676; 3) 1,663; 4) 1,648	1) 1,682—1,684; 2) 1,702—1,706; 3) 1,676—1,672; 4) 1,664; 5) 1,670—1,668; 6) 1,659	1) 1,677—1,686; 2) 1,678; 3) 1,658	1) 1,707 2) 1,685	1,676
	<i>Np</i>	1) 1,665—1,652; 2) 1,660—1,658; 3) 1,644; 4) 1,620	1) 1,660—1,663; 2) 1,691—1,682; 3) 1,660—1,652; 4) 1,642; 5) 1,650—1,647; 6) 1,639	1) 1,658—1,665; 2) 1,662, 3) 1,636	1) 1,679 2) 1,663	1,658
Содержание железист. компл., мол. % (См. рис. 8 (Собо- лев, 1950; Трегер, 1968))		1) 26—20; 2) 22; 3) 20—26; 4) 5—6	1) 47—50; 2) 46 до 78 (?); 3) 42—35; 4) 20—25; 5) 32—30; 6) 16	1) 42—54; 2) 48; 3) 10—18	1) до 80 (?); 2) 50—51	40—43

Примечание. Порядковыми номерами обозначены измерения из различных ассоциаций в реакционных образованиях совместно с сульфидами и в метасоматитах.

Они имеют минимальную железистость из указанного выше интервала. Удлинение разновидностей положительное. Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Плеохроизм в бурых и зеленых тонах различной интенсивности.

Сравнительно часто в шлифах встречается светло-зеленый игольчатый до волокнистого амфибол, по-видимому, актинолитового типа. Минерал имеет положительное удлинение, абсорбцию по схеме $Ng > Nm > Np$, довольно устойчивые $\angle 2V = (-) 80^\circ$ и $\angle cNg = 14-15^\circ$. Он наиболее развит в щелочных кремнекислых метасоматитах, где проявляется как породообразующий минерал совместно с альбитом, калишпатом, кварцем, реже с гранатом ($N = 1,842$; 68% Андр.). Амфибол из этих пород имеет $Ng = 1,652-1,653$; $Np = 1,632-1,634$; $Ng - Np = 0,020-0,019$, что соответствует 30—32% железистого компонента (Трегер, 1968). Как реакционный минерал, амфибол развивается по клинопироксену, биотиту и роговой обманке.

Результаты замеров показателей преломления амфибола актинолитового ряда и замещаемых им минералов приводятся в табл. 60.

Таблица 60

Результаты замеров кристаллооптических констант в иммерсионных жидкостях бурых роговых обманок, биотита и развивающегося по ним амфибола актинолитового ряда

Номер анализа	Наименование породы, первичный минерал, вторичный минерал	N_g ($\pm 0,002$)	N_p ($\pm 0,002$)	Железистость, мол. %
582/783,1	Измененный габбро-долерит: бурая роговая обманка амфибол актинолитового ряда	1,712	1,692	54
		1,648	1,628	25
593/695,6	Пироксеновый метасоматит: бурая роговая обманка амфибол актинолитового ряда	1,705	1,685	48
		1,656	1,638	36
582/830,6	Биотит-полевошпатовая оруденелая порода: биотит амфибол актинолитового ряда	1,610	1,572	19
		1,650	1,632	27
582/777,4	Талпахит-троктолит: биотит амфибол актинолитового ряда	1,602	1,567	12
		1,658	1,640	39

Примечание. Железистость роговых обманок и биотитов определялась по диаграммам В. С. Соболева (1950), а амфибола актинолитового ряда — по графику, имеющемуся у В. Е. Трегера (1968).

Как видно из таблицы, железистость амфибола актинолитового ряда колеблется от 25 до 39 мол. %, причем при замещении бурой роговой обманки она уменьшается, а биотита — увеличивается по сравнению со значением ее у исходного минерала.

Пектолит

Для метасоматических новообразований, связанных с дифференцированными массивами норильского типа, установлен впервые в Талнахской интрузии. Минерал образует призматические кристаллы, вытянутые по оси b , чаще всего развиты грани (100), (001) и (110). Оптические свойства следующие: $l = (+)$, $N_g = 1,635 (\pm 0,002)$, $N_p = 1,603 (\pm 0,002)$, $\angle 2V = +54^\circ$, иногда сдвойникован. Пектолит встречается в виде кристаллов, нарастающих на стенки трещин в измененных безоливиновых габбро-долеритах либо на обломки псевдотахилитов, сцементированные волластонит-ангидритовым (либо селенитовым) агрегатом. Волластонит в обоих случаях несет следы более позднего образования по сравнению с пектолитом. Результаты химических анализов минерала приведены в табл. 58.

Волластонит

Отмечается изредка в виде бесцветных игольчатых и таблитчатых кристаллов со спайностью в двух направлениях. Образует самостоятельные кристаллы, псевдоморфозы по клиношпроксену и роговой обманке. В прожилках отмечается в виде радиально-лучистых, сноповидных игольчатых образований (размером 0,5—15,0 мм), ассоциирующих с пектолитом и селенитом. Кристаллооптические свойства его следующие: $cNp=28^\circ$, $bNm=4^\circ$, $\angle 2V=+40^\circ$, показатели преломления ($\pm 0,002$): $Ng=1,633$, $Np=1,619$.

Ксонотлит

Встречается в виде молочно-белых радиально-лучистых и спутанно-волоконистых агрегатов, длиннопризматических до игольчатых кристаллов размером 0,3—1,8 см. Минерал встречен в прожилке (мощностью 3—4 см), секущем измененный безоливиновый габбро-долерит. Показатели преломления ($\pm 0,002$): $Ng=1,597$, $Np=1,584$; $\angle 2V$ очень малый. Результаты химического анализа и пересчеты, произведенные на основе 12 катионов, приведены в табл. 58.

Эпидот

Наблюдается в виде субмикроскопических зерен в существенно альбитовых апоаргиллитовых породах, где находится совместно с кварцем, хлоритом, слюдами, сульфидами, магнетитом, корднеритом и сфеном. Как реакционный минерал, в габбро-долеритах эпидот образует гомоосевые псевдоморфозы по плагиоклазу и клиношпроксену. Изредка встречаются гранобластовые агрегаты зерен эпидота скоплениями мощностью до нескольких сантиметров и размером кристаллов до 2—3 мм. В шлифах эпидот бесцветный или зеленый. Нередко встречаются зональные кристаллы с озеленением бесцветных зерен в краевых частях. $\angle 2V$ изменяется так: $(-)\rightarrow 72^\circ \rightarrow 76^\circ \rightarrow 88^\circ$ (центр \rightarrow край). Плеохроизм окрашенных зерен от желто-зеленого до светло-желто-зеленого и желтого. Эпидот нередко sdвойникован. Показатели преломления $Ng=1,758$; $1,776$; $Np=1,721$, $1,727$. Судя по оптическим данным, минерал соответствует пистациту с железистостью 24—33 мол. % (Трегер, 1968). Эпидот может замещать крупные кристаллы анизотропного граната и бурую роговую обманку. В ассоциации с ним отмечаются биотит, пренит, кальцит, сульфиды и магнетит. По эпидоту развивается содовый гидрогранат, зеленая роговая обманка и поздний магнетит.

Химический анализ эпидота из эпидозита (табл. 61) показал в его составе 30% железистого компонента.

Пренит

Широко распространен как в составе реакционных образований в породах интрузии, так и в составе сплошных метасоматитов, проявляясь совместно с ферриавгитом, эпидотом, биотитом, гранатом, везувитом, амфиболами, альбитом, ангидритом, кальцитом, сульфидами, хлоритом и серпентином. Пренит охотно развивается по полевошпатовым породам. Под микроскопом устанавливается замещение центральных частей кристаллов плагиоклаза мелкозернистым агрегатом пренита. Нередко от замещения остаются только футляры кислого плагиоклаза. Метасоматическое изменение пород нередко приводит к образованию существенно пренитовых пород, иногда с подчиненным количеством эпидота и ферриавгита и др. В этих породах пренит образует шестоватые агрегаты и сферокристаллы с характерным паркетным угасанием. Судя по ассоциирующим минералам, ранний пренит встречается в реакцион-

Результаты химических анализов эпидотов и пренитов из метасоматитов, вес. %

Окислы	Эпидоты				Прениты			
	Номер анализа							
	178М	177М	179М	176М	173М	174М	175М	171М
SiO ₂	37,32	38,12	39,48	35,96	43,54	43,54	42,45	42,80
TiO ₂	—	—	0,13	0,13	0,02	—	0,05	0,037
Al ₂ O ₃	23,90	24,46	24,22	21,56	22,76	16,38	25,89	23,36
Fe ₂ O ₃	11,18	10,57	10,90	14,23	1,75	10,56	0,50	1,24
FeO	0,92	0,73	—	0,57	0,21	0,18	0,11	0,01
MnO	0,09	0,05	0,26	0,20	—	0,01	0,01	—
MgO	—	—	—	1,27	0,24	—	1,10	0,17
CaO	23,61	23,31	23,87	23,35	26,97	24,95	20,28	28,10
Na ₂ O	0,31	0,18	—	0,09	—	0,27	1,36	0,17
K ₂ O	0,04	0,02	—	0,02	—	0,05	0,58	—
П. п. п.	2,44	2,32	1,89	1,80	4,50	4,50	6,19	3,52
H ₂ O—	0,08	0,08	—	0,20	0,02	—	0,07	0,08
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,64	0,11
Сумма	99,89	99,84	100,75	99,64	100,02	100,44	99,23	99,56
f, ат. %	24	23	22	30	5	30	1,3	1,7

Примечание. Эпидоты: 178М — из эпидозита с магнетитом интрузии Макус (обр. 941в — химлаборатория ИГиГ) (Золотухин, Васильев, 1969), $(Ca_{2,02}Na_{0,10}Fe_{0,0,4,7}^{+2})_{2,13}(Fe_{0,67}^{+3}Al_{0,26}^{+3}Al_{0,92}Al_2O(OH)[Si_{2,02}O_4][SiO_4] \cdot 0,15H_2O$; 177М — из эпидозита метасоматитов интрузии Макус (обр. 941г — химлаборатория ИГиГ Золотухин, Васильев, 1969), $(Ca_{1,98}Na_{0,03}Fe_{0,0,5}^{+2})_{2,04}(Fe_{0,5,4}^{+3}Al_{0,29}^{+3}Al_{0,93}Al_2O(OH)[Si_{2,02}O_4][SiO_4] \cdot 0,10H_2O$; 179М — из скарновых жилков в кровле интрузии Норильск-I (химлаборатория ИГЕМ) (Золотухин и др., 1967), $Ca_{2,0}Mn_{0,03}Fe_{0,0,5}^{+3}Al_{2,22}O(OH)[Si_2O_7][Si_{1,02}O_4]$; 176М — из пренит-эпидотовой породы (с КЛП, Гр, Вез, Кал и Анг) Хараелахской ветви Талнахской интрузии, дополнительно определено: SO₂ — 1,12 вес. % и P₂O₅ — 0,26 вес. %, $(Ca_{1,99}Mg_{0,11}Mn_{0,01}Fe_{0,0,4}^{+3})_{2,20}(Al_{2,02}Fe_{0,0,9,3}^{+3}Ti_{0,01})_{3,0}[Si_2O_7][Si_{0,99}Al_{0,04}O_4](OH)_{0,99}$.

Прениты: 173М — из интрузии Норильск-II (химлаборатория НТГУ) (Золотухин и др., 1967), $(Ca_{2,0}Mg_{0,02}Fe_{0,0,01}^{+2})_{2,03}(Al_{0,89}Fe_{0,0,09}^{+3})_{0,98}(OH)_{2,0}(Al_{0,97}Si_{1,03}O_{10}) \cdot 0,04H_2O$; 174М — из среднетемпературных скарнов экзоконтакта интрузии Норильск-I (химлаборатория ИГиГ) (Золотухин и др., 1967), $(Na_{0,04}Ca_{1,97}Fe_{0,0,02}^{+2})_{1,95}(Al_{0,46}Fe_{0,0,56}^{+3})_{1,02}(OH)_{2,0}(Al_{0,91}Si_{1,09}O_{10}) \cdot 0,06H_2O$; 175М — из реакционных наем над сульфидными вкраплениями в пикритовых габбро-долеритах интрузии Норильск-I (химлаборатория НТГУ) (Золотухин и др., 1967), $(Na_{0,18}K_{0,06}Ca_{1,48}Mg_{0,11})_{1,83}(Al_{1,18}Fe_{0,0,03}^{+3})_{1,19}(OH)_{2,0}(Al_{1,0}Si_{3,0}O_{10}) \cdot 0,47H_2O$; 171М — из пренит-эпидотовой породы Хараелахской ветви Талнахской интрузии (химлаборатория ИГиГ), дополнительно определено SO₂ — 2,60 вес. %, $(Ca_{1,99}Mg_{0,02}Na_{0,02})_{2,03}(Al_{1,99}Ti_{0,02})_{1,98}(OH)_{1,97}O_{10,33}Si_{2,0}(Si_{1,04}O_{10}) \cdot 1$.

ных образованиях с высокотемпературными минералами и распространен незначительно. Наиболее широко развит послескарновый пренит, который и образует значительные скопления. Ранний пренит имеет показатели преломления $Ng=1,640-1,650$, а поздний — $Ng=1,633-1,662$, что соответствует 0—9 и 0—19 ат. % железистого компонента (Золотухин, Васильев и др., 1967). Углы $2V$ равны $(+)64-66^\circ$. Определение показателей преломления пренита из зонального прожилка показало, что железистость его уменьшается от периферии, где он ассоциирует с эпидотом ($Ng=1,662$; $Np=1,626$), к центру, где представляет собой мономинеральный агрегат ($Ng=1,642$; $Np=1,615$).

Результаты химических анализов и кристаллохимические формулы пренитов из метасоматитов, в том числе талнахского, представлены в табл. 61, из которой выявляется, как и по кристаллооптическим данным, преобладание маложелезистых разновидностей.

Результаты химических анализов некоторых минералов из метасоматитов, вес. %

Окислы	Монтichelлит	Шпинель	Ангидриты				Брусит		
			Номер анализа						
			204М	214М	2М	3М		4М	5М
SiO ₂	37,10	—	0,32	0,44	0,44	3,68	0,10		
TiO ₂	0,32	0,03	—	—	—	—	—		
Al ₂ O ₃	1,57	60,51	0,18	0,26	0,26	0,80	0,26		
Fe ₂ O ₃	1,37	9,67	0,05	0,09	0,11	0,67	0,10		
FeO	1,50	8,46	—	—	—	—	—		
MnO	0,14	0,28	—	—	—	0,049	0,35		
MgO	24,52	19,85	0,33	0,51	0,49	8,87	67,76		
CaO	33,14	0,24	40,08	40,08	40,00	32,75	0,24		
Na ₂ O	0,14	0,04	0,20	0,19	0,19	0,15	0,27		
K ₂ O	0,18	0,38	0,03	—	0,02	0,02	0,05		
H ₂ O—	0,03	0,08	0,24	0,36	—	0,34	—		
П. п. п.	—	—	—	—	—	4,72	30,68		
SO ₃	—	—	58,31	57,54	58,62	48,77	—		
CO ₂	—	—	0,11	0,066	0,066	0,033	—		
Cl	—	—	—	—	0,04	0,20	—		
Сумма	100,01	99,55	99,69	99,39	100,02	100,14	99,81		

Примечание. 204М — монтichelлит из монтichelлитового мрамора в экзоконтакте трапцегового силла с правобережья р. Курейки (обр. 640—Е—1960) (Васильев, Золотухин, 1970), (Ca_{0,93}Al_{0,03}Fe_{0,08}⁺²)_{0,99}(Mg_{0,94}Fe_{0,08}⁺³)_{0,05}(Si_{0,98}Al_{0,02})_{1,0}O₄; 214М — зеленая шпинель из метасоматитов верхнего эндоконтакта Мантуровской интрузии (обр. ИМ—39/863 — химлаборатория ИГиГ, аналитик Л. Непейна), (Mg_{0,757}Fe_{0,214}⁺²Mn_{0,005}Ca_{0,008})_{0,981}(Al_{1,544}Fe_{0,159}⁺³)_{2,006}O₄.

Ангидриты (с учетом примесей): 2М — гипогенный Ca_{0,98}Sr_{1,02}O₄; 3М — гипогенный Ca_{0,98}Sr_{1,02}O₄; 4М — метаморфогенный Ca_{0,98}Sr_{1,02}O₄; 5М — пластовый, слабо метаморфизованный Ca_{0,98}Sr_{1,02}O₄ (анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ). 203М — брусит из дальнего экзоконтакта интрузии Макус (обр. 180,4/ИМ—32) (Васильев, Золотухин, 1970), Mg_{0,98}(OH)₂.

Монтichelлит

Образует скопления идиоморфных округлых, бочонковидных зерен либо гранобластовый их агрегат. Размер зерен изменяется от 0,05—0,5 до 5—10 мм. В ассоциации с монтichelлитом встречается ангидрит, клиношпроксен, шпинель и форстерит. Кристаллооптические свойства минерала следующие: $\angle 2V = (-)80-82^\circ$; $N_g = 1,653$; $N_p = 1,642$. Гранобластовый агрегат зерен монтichelлита сечется сетью прожилков серпентина, которые придают породе петельчатый характер (см. табл. XXIII, 3). Центральные части прожилков серпентина сложены сотовым светло-бурным гранатом и шпротинном. По одновременно гаснущим реликтовым угловатым обломкам монтichelлита в серпентиновой массе можно реконструировать гранобластовый агрегат крупных его зерен. Представление о составе монтichelлита дает табл. 62, где помещены результаты нашего химанализа, близкого, судя по оптическим данным, монтichelлиту из экзоконтакта одной из курейских интрузий (Олейников, 1960).

Шпинель

В виде неравномерных скоплений идиоморфных октаэдрических и неправильной формы зерен наблюдается как в метасоматических зон-

как в породах интрузии, так и в метасоматитах за ее пределами. Цвет ее от светло-зеленого до густого травяно-зеленого. В скрещенных николях изотропная. Измерение N в иммерсии показало 1,732. Размер зерен от десятых долей миллиметра до 1 мм в диаметре. Часто можно видеть среди шпинели реликты клинопироксена (см. табл. XXIII, 1), в других случаях — полное замещение всего клинопироксена шпинелью, что указывает на ее явно метасоматический генезис. По наблюдениям В. В. Юдиной (1965₁), зерна шпинели могут быть включены в фассаит и монтичеллит. Химический анализ аналогичной шпинели из Мантуровской интрузии приведен в табл. 62.

Вторичные процессы приводят к ее интенсивному побурению и замещению непрозрачными продуктами.

Периклаз

Встречается довольно редко в составе апотериклазовых бруситовых мраморов (Туровцев, 1969). Минерал образует ромбические, квадратные, треугольные и неправильной формы зерна размером 0,002—0,006 мм с совершенной спайностью. Периклаз часто псевдоморфирован бруситом с сохранением геометрически правильной формы зерен периклаза. Мелкие свежие зерна его иногда встречаются в метакристаллах кальцита. Показатель преломления периклаза $N=1,736 \pm 0,002$.

Ангидрит

Наиболее широко распространенный минерал метасоматитов, связанных с С.-з. и Хараелахской ветвями интрузива, локализующихся в ангидрито-мергелистой толще среднего девона. Ангидрит отмечается в виде мелкозернистой до гигантокристаллической массы (табл. XIX, 1). Цвет его в шлифе может быть оранжевым, красным, фиолетовым, бурым, белым, голубым, зеленым и серым. Пластовый нормально-осадочный ангидрит имеет светло-серый, голубой и различных оттенков красный цвет. У гипогенного ангидрита чаще всего фиолетовый, реже голубой и белый цвет.

Первые два цвета, по мнению Пршибрама (Дир, 1966), обусловлены облучением минерала радиоактивным веществом, которое находится вне ангидрита или присутствует в нем. Проверка образцов фиолетового ангидрита в ультрафиолетовых лучах показала желтоватое их свечение.

Кристаллооптические свойства ангидрита, многократно замеренные в иммерсионных жидкостях и на федоровском столике, дали близкую сходимость со справочными данными (Трегер, 1968): $N_g=1,612-1,613$; $N_m=1,574-1,576$; $N_p=1,567-1,569$; $\angle 2V=(+)42-43^\circ$. В шлифах часто можно встретить полисинтетические двойники ангидрита. В ближнем экзоконтакте интрузива осадочный ангидрит под воздействием гидростатического давления магматического расплава и повышенной температуры перекристаллизовывается с образованием ориентированных кристаллов ($N_p \parallel$ стрессу).

Гипогенный ангидрит под микроскопом проявляется в виде мономинеральных гранобластовых агрегатов зерен (ангидритовый мрамор) и в сростаниях с различными минералами метасоматитов. Парагенетические ассоциации ангидрита со многими минералами метасоматической колонки вплоть до графических сростаний с некоторыми из них позволили установить его сквозной характер на всем протяжении метасоматического процесса (Юдина, 1968; Золотухин, Рябов, 1970).

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в гипогенных ангидритах и ассоциирующихся с ним минералах (Булгакова, Рябов, 1971)

Ассоциирующие минералы	Температура гомогенизации °С	Тип включения
Графическое срастание ангидрита с халькопиритом *	235—250	Первичные
То же	210—80	Вторичные
Везувин	550 (в жидк.)	Первичные
	560 (в газ.)	»
	630 (в газ.)	»
	250—440	Вторичные
	(в жидк.)	
Мономинеральный ангидритовый мрамор	440—450	Первичные
То же	380—80	Вторичные
Магнетит	Выше 400	Первичные
	280—120	Вторичные
Бурая роговая обманка (Норильск-1) (Золотухин, 1962)	>350—380	Первичные
Ферриавгит, гранат	740	»

*Декрепитация включений минералообразующей среды в халькопирите в этом образце показала два основных максимума взрывов при температуре 110 и 270° и второстепенные при 70 и 190°.

Гипогенный ангидрит образует пластообразные и жиллоподобные тела, линзы и прожилки в апоинтрузивных метасоматитах. Мощность их достигает 1,0—1,5 м. Вплоть до настоящего времени исследователи Талнаха эти залежи ангидрита среди измененных габбро-долеритов принимали за ксенолиты вмещающих нормально-осадочных пород. Нами установлены постепенные переходы гипогенного ангидрита от ангидритовых мраморов через ангидритсодержащие метасоматиты и измененные габбро-долериты в свежие интрузивные породы. Это позволяет определять многочисленные тела ангидрита внутри интрузива как новообразования.

Богатый набор ассоциирующих с ангидритом минералов: КлП, Гр, Вез, Амф, слюды, Пр, Апоф, Мг, сульфиды и др. — позволяет предполагать кристаллизацию его в различных температурных условиях, а результаты термометрического исследования газово-жидких включений (табл. 63) убедительно подтверждают этот вывод (Булгакова, Рябов, 1971).

Ангидрит как высокотемпературный гипогенный минерал был описан ранее для интрузии Норильск-1 (Золотухин, 1962).

Термометрическое исследование ангидритов из различных минеральных ассоциаций дало значительное колебание температуры гомогенизации включений (см. табл. 63).

Проведенные в ИГиГ СО АН СССР микрохимические анализы вытяжек газово-жидких включений показали, что они представлены растворами щелочных металлов, а среда, в которой проходила кристаллизация ангидрита, была близкой к нейтральной ($pH=6,73-7,40$).

Большое значение ангидриту придается в связи с проблемой источника серы для сульфидов. Более подробно на этом вопросе мы остановимся в специальном разделе.

Помимо ангидрита на Талнахе сравнительно реже устанавливается гипс, который приурочен к кавернозным, трещиноватым породам, где образует гнезда и прожилки. Нередко гипс связан с богатыми водой минералами: серпентином, бруснитом, хлоритом, цеолитами.

Химические анализы ангидрита (см. табл. 62) показывают незначительные колебания его состава. Определение ряда посторонних окислов следует считать результатом механической примеси. Кроме того,

обнаружение CO_2 свидетельствует о некотором загрязнении проб кальцитом, а щелочные металлы и хлор можно отнести на счет «захороненной» минералообразующей среды. Состав последней был установлен при микрохимическом определении газово-жидких включений и представлен хлоридами щелочных металлов.

Брусит

Наиболее широко развивается в экзоконтакте Талнахской интрузии, локализующейся в доломитах верхнего и среднего девона. Минерал устанавливается в породах двух разновидностей: апопериклазовых бруситовых мраморах и бруситовых метасоматических породах (Туровцев, 1969). В мраморах брусит образует псевдоморфозы по кристаллам периклаза и неправильной формы овальные нодулы размером 0,003—0,8 мм. Последние сложены агрегатом мелких переплетенных пластинок брусита: часто с «вихревым» их расположением. Показатели преломления брусита: $N_g=1,580-1,582$; $N_p=1,561-1,563$; $N_g-N_p=0,019$. Ассоциируют с бруситом кальцит, периклаз ($N=1,736 \pm 0,002$), форстерит ($N_g=1,681 \pm 0,002$, $N_p=1,644 \pm 0,002$; $\angle 2V=+86^\circ$, $f=5\%$ Фа), шпинель, ангидрит, флогопит, серпентин, магнетит, сульфиды и гидроокислы железа.

В метасоматических породах брусит менее распространен, нежели в мраморах. Здесь он проявляется в виде отдельных пластинок, параллельно- и радиально-волокнистых агрегатов зерен размером 0,3—0,8 до 1,5 мм. Помимо брусита в этих породах отмечаются серпентин, кальцит, ангидрит, гипс, магнетит и сульфиды.

Некоторое представление о химизме брусита дает табл. 62, где приведен анализ минерала, взятого из дальнего экзоконтакта интрузии Макус (Васильев, Золотухин, 1970₁).

Апатит

Довольно часто встречается в оруденелых габбро-долеритах и метасоматитах. В шлифах минерал наблюдается в виде бочонковидных зерен и шестигранных срезов. Показатели преломления апатита равны $N_g=1,633-1,637$; $N_p=1,630-1,634$, что свидетельствует о фторсодержащей его разновидности (Трегер, 1958). В ассоциации с апатитом отмечаются биотит, альбит, пренит, гранат, клинопироксен, сфен, кальцит и сульфиды. В альбититах апатит проявляется в основной массе породы в виде мелких кристалликов (0,01—0,05 мм) и прожилков секущих ее в виде микрогранобластовых агрегатов изометричных зерен. В оруденелых породах апатит нередко образует скопления зерен, располагающихся непосредственно в сульфидах. При этом кристаллы апатита в отдельных случаях сами имеют округлые включения сульфидов. Имеющиеся в геологической литературе химические анализы апатитов из оруденелых пород интрузии Норильск-I (Генкин, и др. 1961) подтверждают присутствие здесь фторсодержащей разновидности минерала.

Кальцит

Образует ксеноморфные зерна, пойкилокристы и скопления гранобластовых агрегатов, встречающихся в виде гнезд и прожилков в метасоматитах и габбро-долеритах. Кальцит полисинтетически сдвойникован, показатели преломления соответствуют $N_o=1,657$; $N_e=1,487$. В парагенезисе с ним встречаются клинопироксен, везувиян, эпидот, пренит, амфибол актинолитового ряда, магнетит, сульфиды, серпентин, брусит и ангидрит. Судя по взаимоотношениям минералов, кристаллизация кальцита началась в конце образования известковых скарнов

и осуществлялась в основном в послескарновую стадию процесса. В последнем случае уже происходит замещение кальцитом скарных минералов. Температура гомогенизации газовой-жидких включений из кальцита, находящегося в парагенезисе с пренитом и клейофаном, соответствовала 325° С (определение произведено Е. Н. Булгаковой).

Серпентин

Широко представлен в реакционных образованиях и сплошных метасоматитах, развивающихся по пикритовым габбро-долеритам и магнезиальным породам экзоконтакта. В реакционных образованиях показатели преломления ($\pm 0,002$) имеют интервал $N_g = 1,562 - 1,573$; $N_p = 1,552 - 1,559$. В сплошных метасоматитах интервал шире: $N_g = 1,556 - 1,581$; $N_p = 1,551 - 1,572$. Соответственно у первой группы наблюдается в составе 19—25%, а у второй 10—30% ферроантигоритового компонента (Трегер, 1958). Удлинение у всех наблюдавшихся серпентинов положительное (сами отрицательные). В реакционных образованиях преобладает пластинчатый серпентин антигоритового типа, в сплошных метасоматитах — хризотил (волокнистый серпофит с $N_m = 1,562 - 1,561$, по данным Юдиной, 1965). Химический анализ серпентина приведен в табл. 64.

Хлорит

Чаще это хлоритоподобный минерал, который обычно именуют серпентин-хлоритом. Двупреломление от низкого (практически изотропный минерал) до 0,016. В реакционных образованиях показатели преломления ($\pm 0,002$) заметно выше ($N_g = 1,592 - 1,594$; $N_p = 1,576 - 1,589$, отмечены даже с $N_m = 1,621 - 1,630$), чем в сплошных метасоматитах ($N_g = 1,557 - 1,579$; $N_p = 1,555 - 1,576$). Соответственно в составе первых 25—50 мол. %, а у вторых 5—20 мол. % железистого компонента (Трегер, 1958). Удлинение положительное. Химические анализы хлоритов приведены в табл. 64. Для сопоставления в таблице приводятся результаты химанализа хлорита из интрузии Макус и хлоритоподобного минерала из интрузии Норильск-1.

Сепиолит

Отмечается в виде прожилков в карбонатных и бруситовых породах, либо цемента в брекчиях, где обломки представлены доломитом. Минерал образует волокнистые и струйчатые восковидные агрегаты белого цвета или имеет вид матово-белого плотного папье-маше, не имеющего ярко выраженного волокнистого строения. Обе разновидности сепиолита тонут в воде и не желатинируют в HCl, уд. вес 2,0—2,15. Показатели преломления ($\pm 0,002$): $N_g = 1,528 - 1,536$; $N_p = 1,518 - 1,528$ — для волокнистой разновидности и $N = 1,517$ — для кристалографической. Двупреломление соответственно равно 0,007—0,013 до изотропного. Термический анализ позволил установить четыре эндотермических эффекта при температурах 140—150, 370, 560—570 и 795—815° и экзотермический при $T = 805 - 820^\circ$. Рентгенометрические исследования и ИК-спектры поглощения минерала показали близкую сходимость их с эталонными значениями, имеющимися в справочной литературе.

Сепиолит относится к гидросиликатам магния, химический состав его довольно прост, но тонкоагрегатная, микровойлочная структура минерала способствует сорбированию различных примесей, что и устанавливается во многих случаях. Некоторое представление о химизме сепиолитов может дать табл. 64. Из элементов примесей в сепиолитах установлены в переменных количествах Cu, Pb, Sn, Cr, Ag, Zr, Ni.

Результаты химических анализов некоторых минералов метасоматитов, вес. %

Оксиды	Серпентины		Хлориты				Апо-филлит	Магнетиты				Сепиолиты		
	Номер анализа													
	144М	146М	160М	551М	552М	143М ¹	207М ²	7М	13М	15М	20М	201М	202М	
SiO ₂	38,30	37,32	37,08	26,68	27,10	37,19	51,51	0,44	4,18	0,70	1,02	52,00	50,42	
TiO ₂	0,13	0,037	—	—	0,18	0,28	0,08	—	1,35	0,012	0,88	0,58	0,06	
Al ₂ O ₃	4,76	10,23	9,00	23,90	24,52	9,00	0,15	0,82	1,64	0,65	1,8	0,08	0,06	
Fe ₂ O ₃	5,46	4,06	11,89	1,20	2,53	4,12	Сл.	67,66	51,48	66,57	51,80	0,21	0,56	
FeO	6,79	6,27	13,86	6,61	4,85	8,64	0,28	28,38	30,98	28,56	39,98	0,72	1,15	
MnO	0,29	0,17	0,14	0,05	0,54	0,12	Сл.	0,03	0,446	0,04	0,285	0,27	Сл.	
MgO	30,49	27,55	16,50	26,76	24,95	20,07	0,89	0,50	2,76	1,36	0,1	24,03	24,50	
CaO	1,06	2,49	1,25	0,36	1,69	3,15	24,49	0,84	3,05	1,15	0,14	1,14	1,97	
Na ₂ O	0,10	0,47	0,25	0,15	0,11	0,12	0,25	0,08	0,05	0,05	0,05	0,20	0,48	
K ₂ O	0,11	0,12	0,13	0,02	0,43	0,20	4,62	0,06	0,05	0,05	0,05	0,11	—	
H ₂ O ⁻	0,94	1,16	—	0,48	0,24	6,66	—	—	—	—	—	8,50	8,70	
H ₂ O ⁺	—	—	10,40	—	12,99	—	—	0,35	0,875	—	—	—	—	
П. п. п.	11,62	10,46	—	12,96	—	8,61	16,04	—	—	—	—	11,47	11,70	
P ₂ O ₅	0,028	0,04	—	—	—	0,11	0,025	—	—	—	—	Сл.	Сл.	
SO ₃	1,12	0,88	—	—	—	Сл.	Сл.	—	—	—	—	0,05	0,42	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,02	Сл.	0,007	0,108	0,005	—	—	—	
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,025	0,167	0,07	0,033	—	—	
S _{общ}	—	—	—	—	—	0,26	—	0,439	1,07	0,307	3,13	—	—	
Сумма	100,07	99,92	100,50	99,17	100,13	99,50	99,71	99,63	98,28	99,47	99,34	99,38	100,02	

Примечание. Дополнительно определено: 1) 0,85 вес. % CO₂; 2) 2,45 вес. % F. 144М — серпентин из пикритового габбро-долерита Ю.-з. ветви Талнахской интрузии (обр. 204/150 — химлаборатория ИГиГ), (Mg_{4,3}Fe_{0,55}⁺²Ca_{0,04}Mn_{0,02}Fe_{0,42}⁺³Al_{0,52}Na_{0,02}K_{0,01})_{5,99}[(Si_{3,9}Al_{0,09})_{4,00}O₁₀(OH)_{7,98}O_{0,02}]_{9,00}; 146М — серпентин из апоинтрузивного серпентинита Хараелахской ветви Талнахской интрузии (обр. 593/701,7 — химлаборатория ИГиГ), Mg_{4,9}Fe_{0,51}⁺²Ca_{0,20}Mn_{0,02}Na_{0,08}K_{0,01}Al_{0,31}Fe_{0,30}⁺³Ti_{0,03})_{8,00}[(Si_{3,94}Al_{0,10})_{4,00}O₁₀(OH)_{7,54}O_{0,46}]_{8,00}; 160М — хлоритоподобный минерал из пикритового габбро-долерита интрузии Норильск-I (обр. 19/59) (Золотухин, 1964), (Na_{0,02}Ca_{0,07}Mg_{1,26}Fe_{0,59}⁺²)_{1,94}Al_{0,44}Fe_{0,90}⁺³(OH)_{3,58}(Al_{0,10}Si_{1,90})₂O₅; 551М — хлорит из метасоматитов интрузии Макус (обр. 946а) (Васильев, Золотухин, 1970), (Mg_{1,94}Fe_{0,27}⁺²Ca_{0,02}Na_{0,02})_{2,26}(Al_{0,98}Fe_{0,04}⁺³)_{0,72}(OH)_{4,0}(Al_{0,68}Si_{1,31})₂O₅ · 0,21 H₂O; 552М — хлорит из метасоматитов интрузии Макус (обр. М-2) (Васильев, Золотухин, 1970), (Mg_{1,90}Fe_{0,19}⁺²Ca_{0,08}Na_{0,01}K_{0,02}Mn_{0,02})_{2,13}(Al_{0,72}Fe_{0,09}⁺³Ti_{0,01})_{0,80}(OH)_{4,0}(Al_{0,68}Si_{1,32})₂O₅ · 0,15 H₂O; 143М — хлорит из пикритового габбро-долерита Ю.-з. ветви Талнахской интрузии, рудник «Маяк» (обр. М-2 — химлаборатория ИГиФМ), (Mn_{3,62}Fe_{0,87}⁺²Mn_{0,01}Fe_{0,33}⁺³Ti_{0,03}Al_{1,03}Na_{0,03}K_{0,03})_{6,03}[Si₄O₁₀(OH)₈ · 2,34 H₂O; 207М — апофиллит из прожилка в апоинтрузивных метасоматитах Талнахской интрузии (ИГиФМ), (K_{0,29}Na_{0,07})_{0,96}(Ca_{3,97}Mg_{0,20}Fe_{0,04}⁺²)_{4,21}(F_{0,89}OH_{0,41})_{1,0}(Si_{7,82}Al_{0,04}Ti_{0,01})_{7,87}O₂₀ · 7,75 H₂O; 7М — магнетит из магнетитно-известкового скарна Талнаха; 13М — магнетит из сплошной халькопирит-пирротиновой руды в подошве Талнахского интрузива; 15М — магнетит из ангидрит-магнетитового метасоматита, локализующегося в цементе метасоматической псевдобрекчии внутри Талнахского интрузива; 20М — магнетит из залебанд сульфидной жилы в лабрадором порфирите (Норильск-I); 201М — сепиолит из цемента брекчии доломита в подошве С.-в. ветви Талнахской интрузии (обр. Ю-15 — химлаборатория ИГиФМ); 202М — сепиолит из прожилка в доломите в подошве С.-в. ветви Талнахской интрузии (обр. 274/617 — химлаборатория ИГиФМ).

Формульные единицы в пересчете на 20 катионов

Ион	201 М	202 М
Si	11,97	12,00
Al	0,03	0,03
Fe ⁺³	0,03	0,11
Mg	7,97	7,86
H ₂ O ⁺	7,79	8,00
H ₂ O ⁻	6,50	6,90

Формульные единицы в пересчете на 4(0)

Ион	7 М	13 М	15 М	20 М
Si	0,016	0,162	0,028	0,042
Ti	—	0,039	—	0,028
Al	0,037	0,074	0,028	0,090
Fe ⁺³	1,972	1,495	1,923	1,621
Cr	—	0,005	—	—
V	—	0,005	—	—
Fe ⁺²	0,919	1,006	0,918	1,276
Mn	—	0,013	—	0,008
Mg	0,028	0,135	0,076	—
Ca	0,007	0,056	0,025	—
	2025	1,680	1,979	1,781
	0,954	1,210	1,019	1,284

Образование сепиолитов ближнего экзоконтакта магматического тела приурочено к заключительным этапам гидротермального процесса, связанного с формированием Талнахской интрузии. Сепиолиты дальнего экзоконтакта интрузива, как правило, приурочены к тектонически ослабленным, трещиноватым зонам и образование их происходило вне связи с магматическим телом при участии холодноводных растворов (подземных вод). В обоих случаях кристаллизация осуществлялась под действием содержащих кремнекислоту растворов на богатые магнием контактово-измененные и осадочные породы (бруситовые, доломитовые и т. д.).

Цеолиты

Представлены главным образом ломонитом (α -леонгардитом), стильбитом и реже томсонитом. Минералы встречаются в габбро-долеритах Талнахской интрузии и связанных с нею измененных породах и рудах. В ассоциации с цеолитами отмечаются обычно кальцит, ангидрит, гипс, пренит, зеленая роговая обманка, эпидот и хлорит. Цеолиты несут следы наиболее позднего образования, по сравнению с другими минералами метасоматитов, образуя цемент среди реликтовых минералов, обломков пород, прожилки и щетки кристаллов в полостях выщелачивания. Цвет минерала белый, иногда встречаются зеленоватые и различных оттенков красные разновидности. Показатели преломления ломонитов: $N_g=1,517-1,521$; $N_p=1,505-1,509$; стильбитов: $N_g=1,495-1,507$; $N_p=1,485-1,497$; томсонита: $N_g=1,517$; $N_p=1,507$. Взаимоотношения цеолитов с другими минералами и особенности их проявлений позволяют предполагать их кристаллизацию в заключительные этапы метасоматического процесса, по существу уже в гидротермальную стадию.

Иддингсит-боулингит

Представляет наряду с серпентином и хлоритом третий широко распространенный минерал, развивающийся в основном по оливинам из горизонтов интрузии, лежащих выше пикритовых габбро-долеритов. Цвет светло-зеленый до оливково-зеленого и бурого. Двупреломление колеблется от близкого к нулю до 0,050 и выше. Показатели преломления ($\pm 0,002$): $N_g=1,598-1,580$; $N_p=1,546-1,575$. Угол $2V$ имеет значение $(-)$ 68—70°. Координаты проявившихся спайностей: sp_1-Ng88° , $Nm73^\circ$, $Np17^\circ$, sp_2-Ng90° , $Nm3^\circ$, $Np87^\circ$. Иногда можно видеть, что развивается он несколько позже серпентина, замещая оставшиеся реликты оливина (табл. XXIII, 2). Иногда наблюдается очень явственный плеохроизм по N_g — буровато-зеленый, по Nm — оливково-зеленый, по N_p — ярко-желтый до зеленовато-желтого. Схема абсорбции $N_g > Nm > N_p$. Относительно спайности гаснет почти прямо (7—8°).

Пумпеллит

В виде мелких чешуек и их скоплений присутствует в гнездах совместно с хлоритом, карбонатом и реже волокнистым амфиболом. Имеется четкий плеохроизм: ярко-травяно-зеленый до голубовато-зеленого по N_g и ярко-желтый до бесцветного по N_p . Показатель преломления ($\pm 0,002$) Nm поднимается до 1,730, что предполагает (Золотухин, и др., 1967) в его составе до 16 вес. % окислов железа, но чаще ниже.

Датолит

Наблюдался в существенно полевошпатовых породах, где кроме калишпата, альбита и мелких изометричных и призматических зерен клинопироксена присутствуют изометричные зерна (от долей миллиметра до 1—1,5 мм в диаметре) как с монолитным, так и блоковым, мозаич-

ным погасанием (см. табл. XX, 2). Иногда наблюдается зональное строение, причем угол $2V$ изменяется $-80^\circ \rightarrow -68^\circ$ (центр \rightarrow край). В незональных зернах наблюдались следующие значения $\angle 2V$: ($-$)70, 73, 76 и 78° . Соответственно показатели преломления (иммерсия $\pm 0,002$) чаще всего $Ng=1,672$; $Nm=1,648$; $Np=1,630$, хотя они также дают определенный интервал значений. Измерение систем плохо выраженной спайности или отдельности параллельно плоскости оптических осей (010) дает $Ng85^\circ$, $Nm8^\circ$, $Np88^\circ$; для двух других получаются следующие координаты: сп(отд)₂— $Ng65^\circ$, $Nm54^\circ$, $Np43^\circ$, сп(отд)₃— $Ng40^\circ$, $Nm55^\circ$, $Np67^\circ$.

В отличие от моноклинного пироксена, волластонита, граната, везувiana, эпидота, клиноцоизита, зеленого биотита, актинолита, относящихся в основном к скарновой стадии (известковых скарнов), даунит характерен и для скарновой и для постскарновой стадий (Юдина, 1965₁, см. табл. 17).

Апофиллит

Отмечается в пустотах выщелачивания и кавернозных породах из горизонта метасоматической псевдобрекчии. Апофиллит образует агрегаты мелких (около 1,4 мм и менее) зерен октаэдрического облика и друзы крупных таблитчатых кристаллов размером до 2,5—3,0 см. Показатели преломления его: $Ng=1,542$; $Np=1,540$. В ассоциации с апофиллитом встречаются ангидрит, кальцит и пирит. Химический состав минерала и кристаллохимическая формула приведены в табл. 64.

Галит

Этот минерал нами условно помещен в раздел метасоматических новообразований. В обычном представлении геологов это нормально-осадочный минерал, однако ряд фактов позволяет нам сделать предположение подобно ангидриту об его частично метаморфогенной, а возможно, и гипогенной природе (Рябов, Соколова, 1970₁).

Минерал проявляется в виде гранобластового агрегата зерен размером 0,1—0,5 до 1,5 см. В ряде случаев в прожилках он образует игольчатые кристаллы размером до 1,2 см, длинная ось которых перпендикулярна к стенкам трещины. В участках соленосной брекчии под микроскопом устанавливается корродирование галитом краев обломков мергеля с прожилками с облаковидными пятнами в последнем. Показатель преломления галита $N=1,545$. В галитах устанавливается большое количество первичных и вторичных включений минералообразующей среды. Первые из них имеют неправильную, цилиндрическую и изометричную форму и состоят из 1, 2 и 3 фаз (Г, Г—Ж, Г—Ж—Т). Твердая фаза представлена кубиками бесцветного, либо розового галита (в прозрачной соли). Газовая фаза составляет 10—30% общего объема включений.

Результаты спектрального анализа и пламенной фотометрии галитов Талнаха показали следующие содержания окислов для белой и красной разновидностей соответственно SiO_2 —0,01; 0,1; Al_2O_3 —0,02; 0,01; MgO —0,5; 2,0; CaO —0,5; 0,7; $FeO+Fe_2O_3$ —0,007; 0,02; MnO —0,0001; 0,01; TiO_2 —0,001; 0,001; CuO —0,0003; 0,001; K_2O —0,09; 0,04; Na_2O —51,35; 51,75.

Магнетит

Широко проявляется в метасоматитах и габбро-долеритах интрузии. В последнем случае он устанавливается не только как первичный магматический, но и как метасоматический минерал. В габбро-долеритах магнетит образует изометричные зерна неправильной формы, совершенные кристаллы и игольчатые образования. В лейкократовых породах (габбро-

диориты, лейкогаббро и др.) часто отмечаются скелетные кристаллы титаномагнетита с продуктами его распада: ильменитом, магнетитом и лейкоксеном*. Для богатых магнием пород титаномагнетиты не характерны. Здесь обычно наблюдаются шнуrowые выделения магнетита, сброшенного при серпентинизации оливинов.

Значительные концентрации магнетита устанавливаются в связи с метасоматитами известковой стадии. На Талнахе встречены ангидрит-магнетитовые метасоматиты с явлениями замещения первого минерала вторым. Магнетит развивается между крупными метакристаллами ангидрита, проникает по трещинкам его спайности. Характерно, что замещению предшествует грануляция зерен ангидрита. Параметр элементарной ячейки магнетита из Ang-Mg метасоматита составляет $a_0 = 8,38 \pm 0,01 \text{ \AA}$ (расчеты параметров элементарной ячейки магнетитов производились А. Б. Кузнецовой в ИГиГ).

По отношению к кристаллизации сульфидов магнетит несет следы более раннего, одновременного и более позднего образования. Жильные сульфидные руды, особенно фронтальных частей С.-з. и Хараелахской интрузивных ветвей, оказываются насыщенными ксенолитами вмещающих пород: габбро-долеритов и измененных осадочных образований. В этих случаях отчетливо наблюдается замещение ксенолитов габбро-долеритов магнетитом (табл. XXIII, 5). Здесь встречаются как частично замещенные магнетитом обломки вмещающих пород, так и нацело сложенные им угловатые по форме «теневые ксенолиты». Магнетит находится во фронте замещения силикатной породы сульфидами. Ранний магнетит корродируется сульфидами, проникающих в него в виде прерывистых прожилков и «струй» (табл. XXIII, 5). При «разъедании» магнетита сульфидами от него остаются часто лишь скелетные формы кристаллов.

В сплошных сульфидных залежах магнетит в виде мелких (0,5—2,0 мм) кристаллов концентрируется в промежутках между крупными метакристаллами пирротина, образуя как бы петли вокруг последнего. В самих метакристаллах пирротина также отмечаются вроски мелких кристаллов магнетита, которые придают его поверхности ситовидный характер. Что касается позднего магнетита, то он проявляется в меньших масштабах и образует прожилки, секущие сульфиды.

Результаты химических анализов магнетитов из различных ассоциаций приведены в табл. 64. Как показали расчеты анализов по кислородному методу, все они соответствуют собственно магнетитам. Некоторые повышенные содержания отдельных окислов объясняются механической примесью алюмосиликатов, сульфидов и ангидрита, и при расчетах они по возможности связывались в нормативные минералы и в дальнейшем не учитывались.

Декрепитация включений минералообразующей среды в магнетитах, развивающихся по гипогенному ангидриту (см. табл. 63), показала, что основная масса взрывов приходится на 470°C , а второстепенные взрывы отмечены при температурах 440, 500, 620 и 730°C .

Гематит

Устанавливается главным образом в связи со щелочными кремнекислыми апоинтрузивными метасоматитами, в которых он образует гнезда (размером $1 \times 2 \text{ см}$), прожилки ($M = 0,7 \text{ см}$) и мелкую вкрапленность (доли миллиметра — 0,2 см) в основной массе породы. По скважине КЗ-666 гематит был встречен совместно с красно-бурым гранатом и зеленым лучистым амфиболом и в виде зоны мощностью 25 см.

* Как свидетельствуют наблюдения по интрузии Норильск-I (Золотухин, 1964), титаномагнетит может быть наиболее высокотемпературным метасоматическим минералом и в породах самой интрузии, и в альбандах пирротитовых жпл.

Сульфиды

Как во вкрапленниках, так и в сплошных рудах представлены традиционной ассоциацией для этого типа месторождений: пирротин, халькопирит, пентландит. Соотношения их в рудах меняются от существенно пирротиновых до существенно халькопиритовых с пентландитом. В меньших количествах встречаются также кубанит, валлерит, маккиновит, троилит, борнит, миллерит и др. (Будько, Кулагов, 1966; Будько, Изютко и др., 1966; Яловой, 1967; Ершов, 1964; Ершов, Попова, 1964). Из разновидностей помимо тетрагонального наблюдался и кубический халькопирит (Будько, Кулагов, 1963), а помимо троилита и гексагонального пирротина еще и моноклинный пирротин, метасоматически замещающий гексагональную разновидность. Взаимоотношения сульфидов свидетельствуют о наиболее раннем, если не считать троилит, возникновении гексагонального пирротина с последующим метасоматическим его замещением пентландитом и еще позже халькопиритом с образованием характерных как порфировых, так и петельчатых текстур (Яловой, 1967). Сульфиды часто могут замещать ранние титаномagnetит и magnetит и, в свою очередь, замещаться поздним magnetитом.

Формы проявления сульфидов приводятся при описании конкретных интрузивных и метасоматических пород. Подробной характеристике сульфидов Талнаха в последние годы была посвящена обширная специальная литература, к которой мы и отсылаем интересующихся.

Минералы платиновой группы ассоциируют с халькопиритом и подробно описаны в монографии А. Д. Генкина (1968) и ряде статей других авторов.

ГЛАВА XII

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МЕТАСОМАТИТОВ

1. Минералого-петрографические особенности

Метаморфические и метасоматические образования месторождения Талнах подробно изучены В. В. Юдиной, опубликовавшей ряд работ на эту тему (Юдина, 1965; Годлевский, Юдина, 1967; Юдина, 1968, 1970). Она выделяет здесь следующие формации (табл. 65): 1) контактовых роговиков; 2) доскарновых метасоматитов; 3) гибридно-метасоматических пород; 4) известковых скарнов; 5) послескарновых метасоматитов. Табл. 65 дает представление о минералогическом составе этих пород. Главнейшие минералы, обнаруженные в метасоматитах, как и сами метасоматиты Талнаха, кратко описаны нами выше (см. гл. X—XI).

Первые две выделяемые формации образуются в магматическую и раннюю послемагматическую стадии метаморфизма. В зоне эндоконтакта в это же время возникают гибридно-метасоматические породы, которые в контакте с породами тунгусской серии имеют гранитоподобный облик. В контакте с осадками девона возникают существенно пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые роговики, а также породы монцонитового облика.

Формация доскарновых метасоматитов в экзоконтактах Талнахской интрузии представлена, по В. В. Юдиной (1965), в основном полевопиритовыми породами (существенно альбитовыми) мощностью 100—150 м, образующимися по песчаникам и алевролитам тунгусской серии с привнесением натрия. В породах девона наряду с роговиками возникают доскарно-

вые метасоматиты (по доломитам, мергелям и ангидритам), давая существенно пироксеновые образования, фассаитовые магнезиальные скарны, апофорстеритовые офикальциты, ангидрит-форстеритовые, ангидрит-фассаитовые кальцифиры и шпинель-фассаитовые породы с флогопитом и т. д. Здесь во многих случаях пока трудно различить, контактовые ли это роговики или уже метасоматиты*. В. В. Юдина указывает, что перечисленные выше формации генетически связаны с данным интрузивным телом в отличие от известковых скарнов и послескарновых метасоматитов, которые возникают при прохождении послемагматических растворов вдоль контактов и зон трещиноватости и которые могут быть связаны с данным интрузивом как генетически, так и парагенетически. Известковые скарны в породах тунгусской серии представлены волластонит-гранат-везувияновыми и актинолит-биотит-магнетитовыми скарнами с пирротином и кальцитом, в породах девона это гранат-везувияновые скарны с серпентином. К послескарновым метасоматитам относятся соответственно пренит-кальцит-цеолитовые и гипс-серпентин-кальцитовые породы с пиритом, халькопиритом, миллеритом. В последнее время выяснилось, что в породах среднего девона также присутствуют существенно альбитовые породы (адинолы, спилозиты), развивающиеся по алевролитам и аргиллитам, и схема В. В. Юдиной (1965, см. табл. 65) была дополнена Д. М. Туровцевым (см. табл. 46).

Выяснилось также, что существенно альбитовые метасоматиты могут быть как ранними (дорудными), так и поздними (пострудными), в связи с чем на нашей схеме (табл. 66) уже выделяются ранние и поздние альбититы. На представленной схеме (см. табл. 66) мы стремились отразить наиболее важные общие закономерности проявления метаморфических и метасоматических пород на Талнахском месторождении, группируя соответствующие лейкократовые и меланократовые метасоматические образования самой интрузии и вмещающей толщи в зависимости от их температурности и места в общем метасоматическом процессе. Исходя из этого, на схеме не представлены все многочисленные разновидности метасоматических пород, отраженные в табл. 65, а отмечен только тип метасоматитов (продукт щелочно-кремниевого метасоматоза или Mg—Ca-метасоматоза). Любопытно при этом, что скарны развиваются по породам любого состава: интрузивным—долеритам и габбро-долеритам, вмещающим—базальтам, песчаникам, алевролитам, мергелям, известнякам и т. д. При этом скарны чаще всего развиваются уже по роговикам и доскарновым метасоматитам (Годлевский, Юдина, 1967). В метасоматитах, развивающихся по породам тунгусской серии, можно видеть, как существенно-альбитовые породы (ранние альбититы) замещаются известковыми скарнами. В то же время последние могут замещаться поздними существенно альбитовыми образованиями, подобно тому, как это уже отмечалось для интрузий Макус и Норильск-I (Золотухин, Васильев, 1969₁).

Подобные соотношения намечаются и в метасоматитах среднего девона. В метасоматитах по породам верхнего девона, локализующихся в каларгонской свите и ангидрит-мергелистой толще, существенно альбитовых образований не отмечено (см. табл. 65). В связи с этим можно предполагать, что сам характер вмещающих пород верхнего девона (обогаченность CaO и MgO и обедненность SiO₂ и Al₂O₃) не способствует возникновению альбититов. При сопоставлении метасоматитов по интрузии с такими по вмещающим породам также выделяются продукты раннего щелочно-кремниевого метасоматоза (гранитоподобные метасоматиты, иногда сопровождающие жилы сульфидов и реакционные образования с участием анортноклаза и кислого плагиоклаза) и более позднего метасоматоза (известковые скарны) и поздние альбититы (табл. 66). К послескарновым мета-

* В связи с измененностью контактовых роговиков Талнаха в этом разделе приводятся данные лишь по более поздним метасоматическим образованиям.

Схема подразделений пород ореола Талнахской интрузии (по В. В. Юдиной, 1965г)

Тектонические условия		Консолидированный массив		Слабая трещиноватость	Сильная трещиноватость	
Стадия метаморфизма		Магматическая (прогрессивный метаморфизм)		Послемагматическая (регрессивный метаморфизм)		
Температурные условия		Высокотемпературные			Средне- и низкотемпературные	
Формация		Контактные роговики и метасоматиты (экзоконтакт) Гибридно-метасоматические породы (эндоконтакт)		Известковые скарны	Послескарновые метасоматиты	
Условия залегания		Типы пород				
Контакт интрузии с песчаниками и алев- ролитами тунгусской серии С ₂ —Р ₂	Эндоконтакт	Лейкократовые породы, близкие к габбро-монцониту, габбро-сиениту и кварцевому монцониту Крупнозернистые кварц-полевошпатовые породы				
	Экзоконтакт	Кварц-полевошпатовые песчаники с перекристаллизованным цементом (спорадический кордиерит) Узловатые и пятнистые глинистые сланцы Кварцатовидные песчаники Существенно полевошпатовые (преимущественно альбитовые) породы со сфеном, пироксеном, волластонитом, пиритом и др. Альбит-диопсидовые породы		Волластонит-гранат-везувиановые скарны с пренитом, кальцитом, широтинном Актинолит-биотит-магнетитовые скарны с пирротинном и кальцитом	Пренит-кальцит-цеолитовые породы с пиритом	
	Эндоконтакт	Меланократовые плагиоклаз-пироксеновые и существенно пироксеновые породы (иногда со шпинелью, фассаитом, флогопитом, серпентином и пренитом)				
Контакт интрузии с доломитовыми мергелями, доломитами и ангидритами D ₂ —D ₃	Экзоконтакт	Пироксеновые роговики (с ангидритом) Серпентин-пироксеновые роговики Серпентиновые (апофорстеритовые) породы Апофорстеритовые офикальциты Ангидрит-форстеритовые кальцифиры Ангидрит-фассаитовые кальцифиры Ангидритовые кальцифиры Шпинель-монтчеллит-фассаитовые кальцифиры Шпинель-фассаитовые породы с флогопитом Серпентин-шпинель-флогопитовые породы			Гранат-везувиановые скарны с серпентином	Гипс-серпентин-кальцитовые породы с пиритом, халькопиритом, мнллеритом

Базальты и силлы до- леритов в отложе- ниях S_2-R_2	Экзоконтакт	Диоксид-альбитовые околоскарновые породы	Гранат-эпидот-пироксеновые скарны Блотит-магнетит-пирротинные скарны	Пренитовые породы Пренит-кальцитовые породы Хлорит-кальцитовые породы
			Гранат-везувиян-кальцитовые скарны с серпентином	Серпентин-пренит-кальцитовые породы
Силлы долеритов в отложениях D_2-D_3		Ферриавгитовые околоскарновые породы Шпатель-фаскаитовые породы с серпентином и кальцитом		

соматитам относятся и существенно пренитовые и серпентин-хлоритовые образования. Часть пренита, как и альбита, выделяется еще в среднетемпературную стадию, когда он устойчив с зеленым ферриавгитом, халькопиритом, эпидотом и, по-видимому, даже с гранатом и везувияном и входит в состав среднетемпературных (а частично и высокотемпературных) скарнов альбит-пренитовой фации (Годлевский, Юдина, 1967).

При рассмотрении последовательности новообразований оказывается, что полевои шпат в них является проходящим через почти все метасоматиты разной температурности. Вначале это анортит-клаз, кислый и средний плагиоклаз (в реакционных образованиях и продуктах $Mg-Ca$ - метасоматоза), затем альбит. На этом фоне отмечаются два максимума широкого развития полевои шпата — верхний, который фиксируется в развитии гранитоподобных метасоматитов и ранних альбититов, и нижний — в развитии поздних альбититов (в частности, адинол и спилоситов). Интересно, что в наиболее магниальных породах интрузии — пикритовых габбро-долеритах — низкотемпературный этап представлен серпентинизацией оливина, хлоритизацией пироксена, хлоритизацией и пренитизацией плагиоклаза. В метасоматитах верхнего девона низкотемпературная альбитизация также не имеет места и соответствующий этап представлен серпентинизацией с сопутствующим выделением кальцита и ангидрита.

Вопрос участия ангидрита в ассоциации группы высокотемпературных реакционных минералов интрузии Норильск-I разбирался ранее (Золотухин, 1962, 1964). Ангидрит является здесь вполне подвижным высокотемпературным осажденным минералом (Коржинский, 1957). В метасоматитах Талнахской интрузии ангидрит распространен гораздо шире. Последние исследования В. В. Юдиной (1968) показали, что ангидрит здесь «является сквозным, т. е. избыточным вполне подвижным минералом на протяжении всего процесса метасоматоза», захватывая как скарновый, так и послескарновый этап.

Как уже отмечалось ранее (Годлевский, Юдина, 1967), хорошо выраженная метасоматическая зональность на Талнахе проявляется редко. Схема зональности в случае и микрозональности, и макрозональности (мощность зон достигает первых десятков метров) в самой интрузии одна и та же. Внутренние зоны (собственно скарны) сложены существенно гроссуляровым гранатом (до 30% андр. компонента), клинопироксеном, реже волластонитом, иногда везувияном, клиноцоизитом, эпидотом, пренитом. Периферические зоны (околоскарновые породы) согласно В. В. Юдиной (1967) сложены альбитом или олигоклазом (N_{25-28}), зеленым ферриавгитом ($f \approx 50\%$), реже сине-зеленой роговой обманкой ($f \approx 42\%$);

Схема последовательности развития части метаморфических и метасоматических образований Талнаха

		Интрузия		Вмещающие породы	Оказываемое воздействие со стороны интрузий		
Магматический этап	Основной магматический этап	Магма		Роговики	Пирометаморфизм		
		Кристаллизующаяся магма					
		Практически полностью закристаллизованная магма					
	Ультраавтометаморфизм	Такситы Габбро Ссвдотахилиты					
	Автометаморфизм	Роговики и ороговикованные аполитивные породы					
Этап постмагматического изменения	Высокотемпературный	Автометасоматические изменения	Начальная стадия проявления	Основное развитие	Ранние альбититы и кварцполевошпатовые породы	Метасоматоз	
			Реакционные минералы	Плагноклазиты, гравитонодобные метасоматиты и ранние альбититы			
				Магнезиально-известковые скарны и околоскарповые породы (скарновиды) + ((ангидрит) (кальцит))			Пироксен-плагноклазовые и пироксен-гранатовые метасоматиты (магнезиально-известковые скарны и скарнонды с прецитом) + ((ангидрит) (кальцит))
				Альбититы и прецититы			Альбититы и прецититы
Низкотемпературный		Серпентиниты и серпентин-хлоритовые породы		Серпентин-хлоритовые породы			

причем альбит может замещаться пренитом. Околоскарновые породы иногда заметно более выражены по мощности, чем скарны внутренних зон. Оливин в околоскарновых породах отмечен лишь в случае их развития по оливиновым и пикритовым габбро-долеритам. При этом имеет место вынос кремнезема, железа, хрома, щелочей, фосфора и привнос магния, кальция, SO_3 (Юдина, 1968).

Кроме известковых скарнов в породах с магнезиальным оливином могут развиваться и более ранние магнезиальные метасоматиты. В С.-з. ветви Талнахской интрузии В. В. Юдина (1968) отмечает в крупной зоне дробления прослой и линзы шпинель-флогопитовых пород с ангидритом в экзоконтакте и ангидрит-оливиновых пород среди апороговиковых и апопикритовых пород. Обычно магнезиальные метасоматиты находятся в ассоциации с известковыми скарнами и ими замещаются. Развитие магнезиальных метасоматитов сопровождается десиликацией, привнесом магния, а также калия. Возникновение известковых скарнов сопряжено с выносом магния и щелочей и привнесом кальция и железа. Характерно, что минералы известковых скарнов здесь имеют более высокую железистость (гранат, например, содержит до 70% андр. комп.), чем в юго-восточной части Талнаха, что связано, по В. В. Юдиной, с более резко выраженной кислотной стадией, поскольку растворы здесь обогащены анионом $[SO_4]^{-2}$, замещенным ими из вмещающей ангидритсодержащей осадочной толщи.

Судя по ассоциации ангидрита и кальцита с разнотемпературными образованиями скарного и послескарнового этапа, В. В. Юдина (1968) допускает растворение осадочного ангидрита в раннюю щелочную послемагматическую стадию. По мере кислотно-щелочной эволюции растворов ангидрит и кальцит осаждаются совместно вначале с магнезиальными, а затем с кальцевыми силикатами и, наконец, в послескарновый этап совместно с сульфидами в этап «собственно рудного метасоматоза», который широко проявляется здесь, по В. В. Юдиной, в связи с более интенсивным, чем обычно, развитием кислотной стадии метасоматоза. Характерно, что сульфиды здесь явно замещают ангидрит. Заканчивается процесс осаждением только ангидрита и кальцита, выполняющих центральные части прожилков или самостоятельные жилки. В. В. Юдина достаточно убедительно показала несомненное существование этапа «рудного метасоматоза», однако трудно согласиться с тем, что новообразованные метасоматические сульфиды здесь возникают за счет выщелачивания сульфидов из пикритовых габбро-долеритов. На этом вопросе мы остановимся несколько позже.

Подводя итоги главным минералого-петрографическим особенностям, нужно отметить следующие моменты. Помимо ранних (и, следовательно, наиболее высокотемпературных) существенно альбитовых пород, образующихся явно в дорудный метасоматический этап, существуют и поздние (пострудные) альбититы. Прожилки этого безрудного более крупнозернистого альбитита часто четко секут существенные альбитовые метасоматические породы с полосчатым расположением мелких зерен магнетита и сульфидов, развивающихся по магнетиту (см. табл. XIX, 2). Секущие прожилки позднего альбита также можно наблюдать в известковых скарнах (см. табл. XXI, 1). Альбититы нельзя расценивать как роговики по песчанникам, алевролитам, аргиллитам и прочим терригенным породам, поскольку имеются расчетные данные о привносе натрия и выносе кремнезема (Юдина, 1965) и четкие следы замещения кварца полевым шпатом (чаще альбитом, но иногда и ортоклазом). Это явные метасоматиты (см. табл. XX, 1). Преобразование начинается с цемента, затем захватывает обломочный материал и, наконец, при перекристаллизации у полевого шпата могут возникнуть собственные идиоморфные ограничения. Структура в отдельных участках может приближаться к гипсидиоморфнозернистой и диабазовой со всеми переходами к гранобластовой (табл. XXIII, 4).

Интересно, что в автометасоматических образованиях самой интрузии выделяются и ранние существенно полевошпатовые образования, предста-

вителями которых могут быть гранитоподобные метасоматиты, сопровождающие сплошные сульфиды (Золотухин, Васильев, 1967), а также гибридно-метасоматические породы в эндоконтакте с терригенными вмещающими породами. Имеются и поздние существенно альбитовые метасоматиты, развивающиеся участками по верхним и нижним дифференциатам интрузии и по габбро, такситовым габбро-долеритам и псевдотахилитам.

В то же время такая аналогия может быть проведена для скарновых и окоლოსкарновых пород в интрузии и ее метасоматическом ореоле во вмещающих породах. Развитие скарнов с оторочкой окоლოსкарновых пород наблюдается как по существенно альбитовым породам метаморфизованной вмещающей толщ, так и по дифференциатам самой интрузии. Особенно интенсивно они замещают псевдотахилиты. Закономерна последовательность развития метасоматитов, которая устанавливается из их взаимоотношений. По интрузивным породам первоначально возникают окоლოსкарновые клинопироксен-плагиоклазовые породы (часто олигоклаз, альбит) от мелко- до среднезернистых. Затем на эти образования накладываются существенно пироксеновые новообразования, причем весь или почти весь плагиоклаз может замещаться клинопироксеном. Далее следует развитие волластонита, граната (гросуляр-андрадитового типа) по клинопироксену, везувиану по гранату, актинолиту, пренита, кальцита и т. д. Прослеживается ряд минеральных ассоциаций от магнезиально-кальциевых к существенно кальциевым.

Подобная же закономерность наблюдается и при развитии скарнов в альбититах. В окоლოსкарновых породах появляется в ряде случаев подобие магматической структуры, причем альбит уступает место более основному плагиоклазу (андезин), в альбите появляются новообразования клинопироксена. Затем возникают существенно пироксеновые образования, в дальнейшем по пироксену развивается гранат, в свою очередь замещаемый везувианом и т. д. В. В. Юдина (1965₁) отмечает, что волластонит кристаллизуется несколько позже клинопироксена.

В магнезиальных породах каларгонской свиты и ангидрито-мергелистой толщ девона, как и в пикритовых габбро-долеритах самой интрузии, наблюдаются также сопоставимые метасоматические образования. И там, и там отсутствуют ранние и поздние существенно альбитовые метасоматиты. В то же время и там, и здесь присутствуют существенно пироксеновые магнезиальные метасоматиты (пироксен-ферриавгитового типа, или фассаит, как его называет В. В. Юдина). В состав этих метасоматитов во вмещающих породах также входит форстерит, флогопит, монтичеллит, шпинель, гранат, ангидрит, кальцит; подобная же ассоциация описана В. В. Юдиной для магнезиальных метасоматитов, развивающихся по оливиновым и пикритовым габбро-долеритам (оливин, шпинель, флогопит, фассаит, монтичеллит). На эту ассоциацию накладывается ассоциация известковых скарнов с гранатом, везувианом, эпидотом, ангидритом и кальцитом и позже — послескарновые метасоматиты, богатые водой и кальцием.

В этой связи интересно отметить, что в ассоциации реакционных минералов в пикритовых и оливин-биотитовых габбро-долеритах в широких масштабах развит биотит с изменяющейся железистостью. Устойчив с этой ассоциацией также оливин. В такситовых габбро-долеритах (троктолитового типа) появляется еще и ферриавгит («фассаит»). Эти образования могут быть аналогом ранних магнезиальных метасоматитов, переходящих в магнезиально-кальциевые метасоматиты (известковые скарны). Отличия в основном в массе проявления — реакционные минералы проявляются в рассеянной форме, скарны — в концентрированной и в отсутствии или слабом развитии некоторых минералов там и здесь (монтичеллит, шпинель и т. д.).

Обращает на себя внимание присутствие оливина в окоლოსкарновых породах, возникающих при развитии магнезиальных метасоматитов по богатым магнием породам интрузии и вмещающей толщ девона. При послес-

дующей серпентинизации оливина возникают сходные между собой серпентинсодержащие метасоматиты. Проводя подобные аналогии, мы склонны считать в отличие от В. В. Юдиной (1965₁), что серпентин в метасоматитах высокотемпературного доскарнового этапа (см. табл. 65) во вмещающих породах является наложенным продуктом послескарнового этапа, поскольку серпентин в пикритовых габбро-долеритах обычно представляет собой типично низкотемпературный пострудный минерал (Золотухин, 1970). Эксперименты Боуэна и Туттла (1950) показали, что максимальная температура устойчивости серпентина составляет около 500° С и мало зависит от давления. Согласно термодинамическим расчетам Н. И. Хитарова и др. (1967) она заметно ниже (360—410° С при $P=150-3000$ атм), что явно ниже температур возникновения скарнов и околоскарновых пород по существующим в литературе данным (Лесняк, 1957, 1961; Калинин, 1966_{1,2}; 1969). Изучение Б. Н. Булгаковой включений в гранатах из скарнов Норильск-1 показало температуры их возникновения не ниже 680—670°, а гранатов из метасоматитов Талнаха — в интервале 820—550° С. Более высокотемпературными, чем серпентин, оказались и другие минералы метасоматитов (см. табл. 69).

Указания на то, что скарны часто локализуются по зонам нарушений, секущим серпентинсодержащие метасоматические породы, не могут служить доказательством доскарнового характера серпентинизации в них. Площадной характер развития этих пород аналогичен таковому альбититов, которые тоже развиты не только в зонах нарушений, являясь одновременно ярко выраженными метасоматитами. Нахождение среди серпентинитов метакристаллов граната и везувiana не противоречит также представлению о них как о реликтах, сохранившихся при серпентинизации породы. Как известно, гранат, например, часто сохраняется среди более низкотемпературных новообразований (Золотухин, 1964₁, стр. 109). Более подробно этот вопрос обсуждается далее.

Одна из важных особенностей скарнов Талнахской интрузии — «наличие пирротинового оруденения, развивающегося по магнетитовому. Замещение магнетита пирротинном отражает повышение активности серы в конце известково-скарнового этапа» (Юдина, 1965₁). Стадия железооруденения (образования магнетита) наступает после скарновой стадии и характерна для дифференцированных интрузий всех типов.

2. Петрохимические особенности метасоматитов

Представление о химизме различных типов метасоматитов дают табл. 48—51, где приводятся результаты наших химических анализов, дополненные литературными данными. Результаты пересчета их на нормативный минералогический состав приведены в табл. 52—53. В ряде случаев при этом получены и сведения о железистости темноцветных минералов. Результаты химических анализов для ряда минералов из метасоматитов, в том числе и для Талнаха, приводятся в табл. 54—64.

Изменение химизма в последовательном ряду от пегматоидных верхних габбро-долеритов через гибридно-метасоматические породы эндоконтакта и существенно альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты экзоконтакта к исходным полевошпато-кварцевым песчаникам рассмотрено В. В. Юдиной (1965₁). Ею показано, что в сторону экзоконтакта эти породы обогащаются SiO_2 , Al_2O_3 и щелочами (из которых обычно преобладает натрия над калием) и обедняются FeO , Fe_2O_3 , MgO и CaO . Затем по мере приближения к песчаникам содержание Al_2O_3 и щелочей постепенно уменьшается. При этом отмечается, что по малоглиноземистым песчаникам возникают также же высокоглиноземистые метасоматиты, как при изменении аргиллитов.

В отличие от них на контакте габбро-долеритов и магнезиальных пород девона возникают своеобразные основные гибридно-метасоматические породы и пироксеновые и серпентинизированные роговики. В сторону экзоконтакта падает количество SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и возрастает CaO , MgO и Fe_2O_3 . Общая железистость понижается (с увеличением степени окисленности железа). Эндоконтактовая часть расплава обогащается кальцием в значительно большей степени, чем магнием. Как сообщает В. В. Юдина (1965₁), известковые скарны образуются в условиях привноса кальция и выноса кремнезема при относительном постоянстве глинозема. В скарнах по полевошпатовым породам очень низки содержания железа и магния, повышено содержание магния в апомагнезиальных известковых скарнах. Аподолеритовые околоскарновые породы характеризуются пониженным содержанием магния и железа и повышенным количеством натрия по сравнению с исходными долеритами.

Некоторые закономерности изменения состава метасоматитов в контактовом ореоле по мере удаления от интрузии можно иллюстрировать разрезами по отдельным скважинам (рис. 48). Построенные нами вариационные диаграммы окислов показывают резкие изменения (график напоминает пилу) при переходе от слоя к слою осадочных пород, претерпевших метасоматическую переработку (см. рис. 48, а). Нет какой-либо общей тенденции в увеличении или уменьшении тех или иных окислов по мере удаления от интрузии. Больше того, метасоматический процесс, по-видимому, способствовал проявлению некоего подобия так называемой «метаморфической дифференциации» вещества. На графиках для метасоматитов, развившихся как по осадочным породам (см. рис. 48, а), так и по интрузивным (см. рис. 48, б), вслед за интенсивным максимумом какого-либо окисла (например, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO) часто располагается не менее интенсивный минимум относительно какой-то средней линии, что можно объяснить лишь местным перераспределением вещества и осаждением здесь же неподалеку. Это определенно затрудняет использование прямых сопоставлений химизма отдельных метасоматитов по разрезу подобно тому, как это пыталась сделать В. В. Юдина. Такой разрез может быть только общей схемой, а не реальной картиной. Такие диаграммы можно строить, лишь имея образцы из целого ряда зон единой метасоматической колонки. Подборка материала для этой цели очень осложняется, с одной стороны, из-за того, что по отдельной скважине нельзя составить полного представления, а с другой стороны, из-за слабого или затушеванного характера метасоматической зональности здесь*.

Исходя из этого, нами принят иной тип диаграмм, позволяющий подойти к общей оценке изменения химизма всех метасоматитов, не привязываясь к конкретным разрезам и породам, по которым они развиваются в каждом случае, поскольку таковые не всегда ясны.

Ряд общих закономерностей, базирующихся на совокупности имеющихся у нас химических анализов метасоматитов, а также на привлеченных для сопоставления некоторых анализах из материалов ЦНИГРИ, НКГРЭ и НИИГА, можно видеть на рис. 49 п 50.

На рис. 49, представляющем диаграмму А. Н. Заварицкого, в порядке эксперимента построенную для метасоматитов Талнаха, нанесены результаты химических анализов скарнов, существенно полевошпатовых метасоматитов, а также ряда осадочных и интрузивных пород. Большая часть

* Тем не менее, используя некоторые петрографически однородные участки метасоматитов в этих же разрезах (см. рис. 48) для наблюдений над рядом минералов с переменным составом (см. гл. XI), можно говорить о более или менее выдержанном их составе в пределах метасоматических зон и заметном изменении на границах между зонами. Эти факты свидетельствуют, как известно (Коржипский, 1952; Жариков, 1959), об инфильтрационном, а не диффузионном характере проявившейся здесь метасоматической зональности, но более уверенные суждения в этом отношении осложняются часто встречающейся зональностью в строении зерен самих минералов.

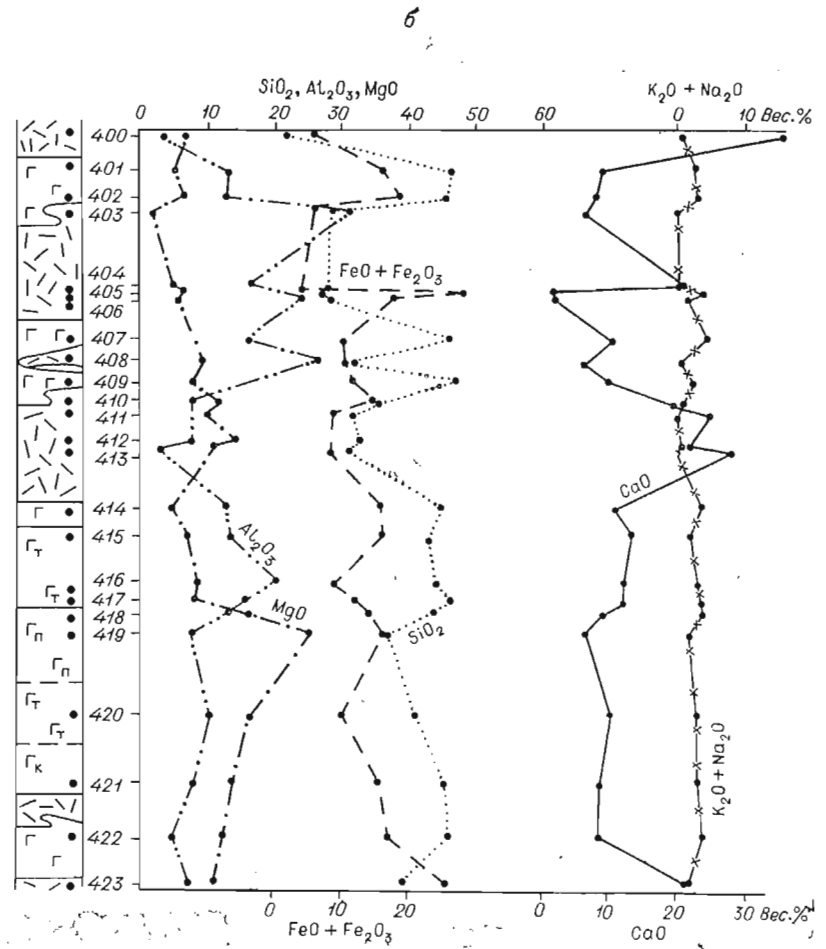
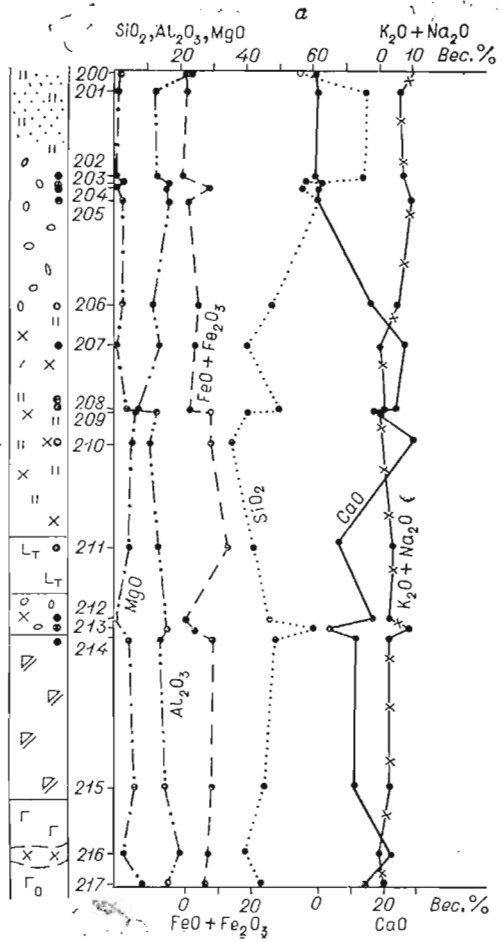
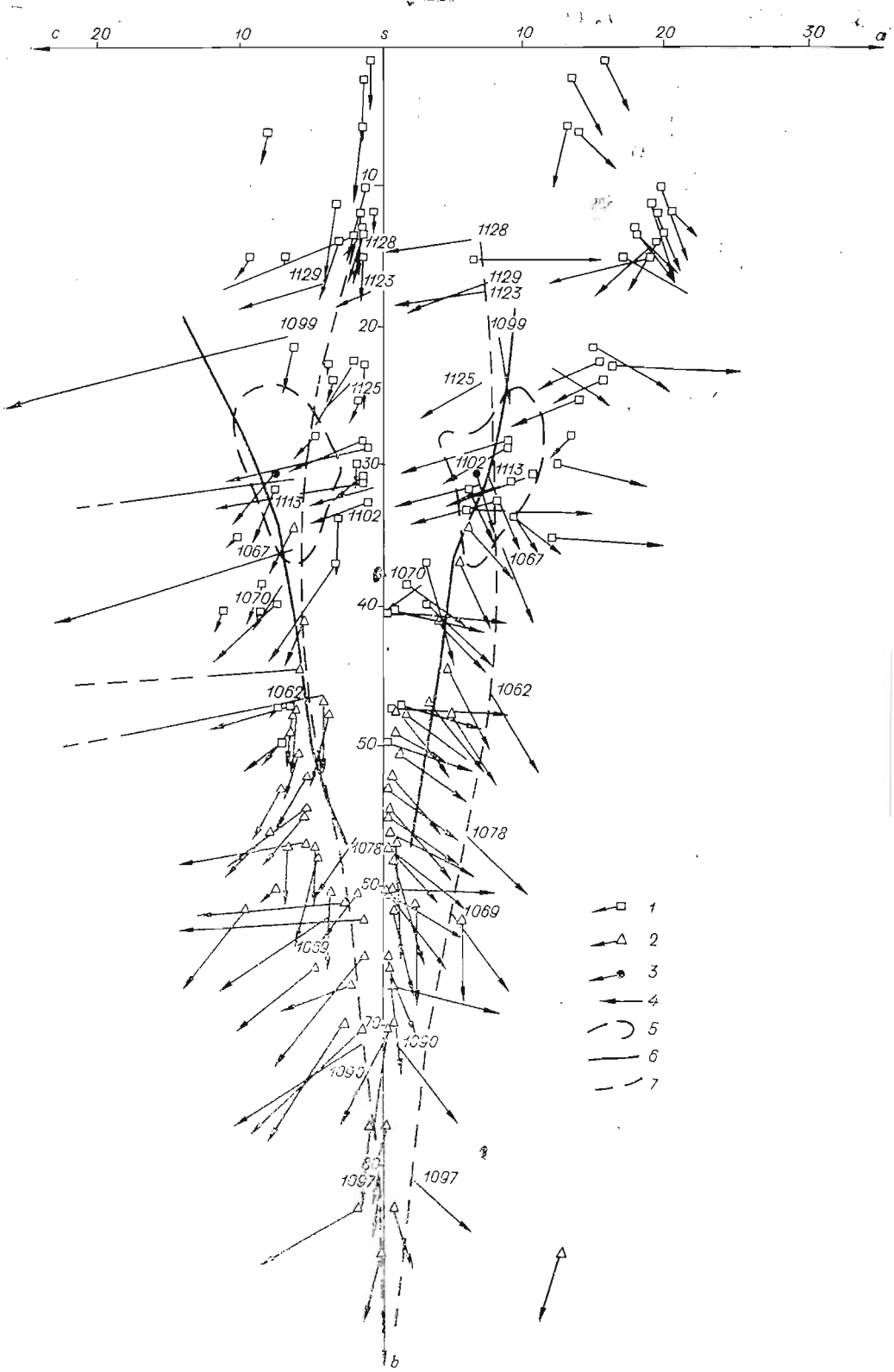


Рис. 48. Вариационные диаграммы окислов по некоторым разрезам метасоматитов в контактовом ореоле Талнахской интрузии.

а — метасоматиты, возникающие по породам тунгусской серии; б — по габбро-долеритам интрузии (см. пояснения в тексте). Цифрами обозначены номера проб. 200 — роговик кордиеритовый; 201 — песчаник измененный; 202—205 — адинол; 206 — адинол скарнированный; 207 — известковый скарн; 208 — полевошпатовая порода; 209 — скарнированная полевошпатовая порода; 210 — известковый скарн; 211 — титанавгитовый долерит; 212 — адинол скарнированный; 213 — альбитит; 214, 215 — габбро-долерит; 216 — габбро-долерит скарнированный; 217 — оливниновый габбро-долерит; 400 — Анг-КлП кальцифир; 401, 402 — долерит измененный; 403 — Анг-Серп порода; 404 — КлП порода; 405 — Серп-Гр-Фл-Мг скари с сульфидами; 406 — Шл-Мг-Фл скари; 407 — габбро-долерит оливнинсодержащий; 408 — оливнинсодержащий пегматонидный габбро-долерит; 410 — КлП метасоматит; 411 — Серп-Вез скари с реликтами КлП породы; 412 — КлП метасоматит; 413 — Гр-Шл-Серп-КлП скари с реликтами КлП породы; 414 — измененный меланократовый габбро-долерит; 415 — тахситовый габбро-долерит; 416 — лейкогаббро; 417 — оливниновое габбро; 418 — оливниновый габбро-долерит; 419 — пикритовый габбро-долерит; 420 — тахситовый габбро-долерит; 421 — контактовый габбро-долерит; 422 — безоливниновый габбро-долерит; 423 — магнетитово-железистый скарн.



представленных метасоматитов, по-видимому, развивается по породам самой интрузии. В каждом конкретном случае не всегда имеется возможность сказать, по каким именно породам развивается тот или иной метасоматит, поскольку геологические взаимоотношения с интрузивными породами, о которых можно судить по керну, часто не могут дать ответ. Векторы всех анализированных метасоматитов растягиваются почти непрерывным шлейфом в параметрах основных характеристик: a от 0,5 до 20; b от 2 до 87*; c от 1 до 10. Векторы метасоматитов существенно полевошпатового состава занимают верхнюю половину диаграммы, скарнового типа — нижнюю. В средней части (в интервале значений b от 50 до 35) они перекрывают друг друга. В пределах этого шлейфа ложатся и «опорные точки» для разнообразных по магнезиальности осадочных пород разреза.

На диаграмме также можно видеть вариационную линию, проведенную по векторам средних составов дифференциатов Талнахской интрузии. Она в значительной степени перекрывается роем векторов метасоматитов, которые отклоняются в нижней части в сторону меньших значений a и больших c , а в верхней части в сторону больших значений a и меньших c . На диаграмме штриховой линией очерчен ореол, куда ложатся векторы ороговикованных габбро-долеритов и псевдотахиллитов. Можно видеть, что ореол перекрывается векторами существенно полевошпатовых метасоматитов. Сюда же попадает вектор средневзвешенного состава интрузии. На диаграмме можно также видеть достаточно большое распространение метасоматитов с преобладанием калия над натрием.

На рис. 50 представлены парные вариационные графики содержания главных породообразующих окислов в зависимости от содержания SiO_2 в метасоматитах. Можно видеть, что с ростом содержания SiO_2 в осадочных породах содержания MgO и CaO в них плавно уменьшаются в отличие от Al_2O_3 , суммы железа и суммы щелочей, которые возрастают до интервала в 50—60% SiO_2 , а затем постепенно уменьшаются. Интересно отметить возрастание отношения $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ (F) в осадочных породах с ростом SiO_2 в них.

Ореолы для метасоматитов в значительной мере перекрывают ореолы точек интрузивных пород. Сплошной ореол векторов для метасоматитов вокруг полосы для интрузивных пород наблюдается и на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 49), свидетельствуя о близости содержания основных окислов тех и других. На диаграммах (см. рис. 50) отмечается также, что максимумы для метасоматитов по отношению к осадочным породам по MgO , CaO и ΣFe приурочены к определенным интервалам значений SiO_2 , причем в порядке нарастания SiO_2 максимум MgO сменяется последовательно максимумами суммарного железа, CaO и суммы щелочей. Интересно также отметить, что по величине F в порядке увеличения в породах SiO_2 все нанесенные точки для метасоматитов и пород интрузии образовали вытянутую полосу вдоль соответствующей кривой, построенной для осадочных пород вмещающей толщи. Причины такого совпадения еще не ясны. Ясна лишь общая закономерность падения и в метасоматитах, и в породах интрузии содержания MgO и общего железа с ростом SiO_2 , причем

* Столь большие значения b , несопоставимые с таковыми для изверженных пород, объясняются крайним магнезиальным составом замещенных пород. То же следует сказать и в отношении самих осадочных пород.

Рис. 49. Диаграмма А. Н. Заварицкого для метасоматитов Талнаха, а также для отдельных типов осадочных и интрузивных пород разреза. Здесь же нанесена линия дифференциации для пород Талнахской интрузии.

1 — щелочные кремнекислые метасоматиты; 2 — Mg—Ca метасоматиты; 3 — средний состав контактового габбро-долерита; 4 — осадочные породы (на диаграмме без кружочка, номера у точек соответствуют анализам табл. 1); 5 — ореол распространения точек анализом контактовых габбро-долеритов, долеритов и псевдотахиллитов; 6 — линия дифференциации Талнахской интрузии; 7 — вариационная кривая для осадочных пород.

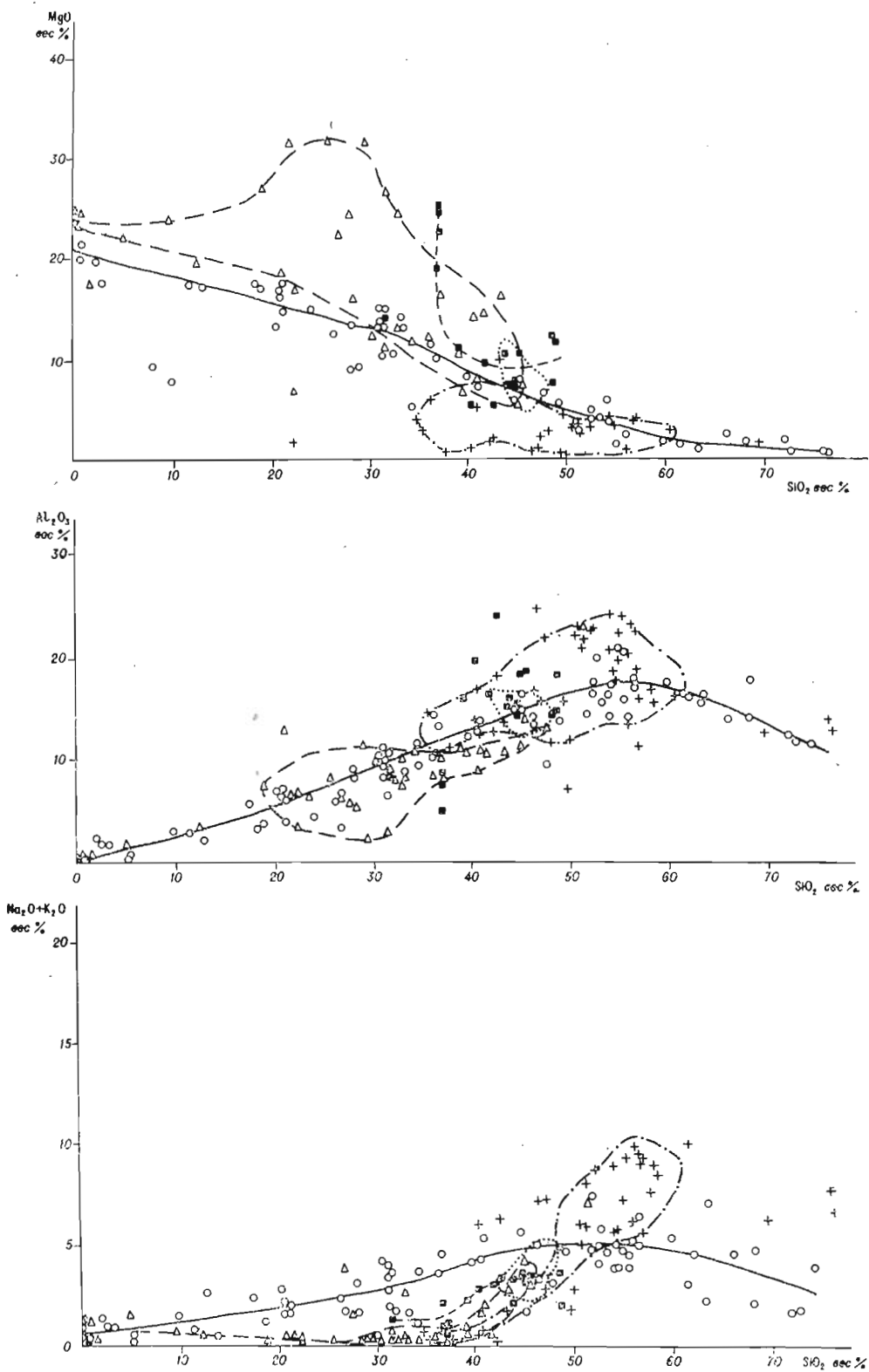
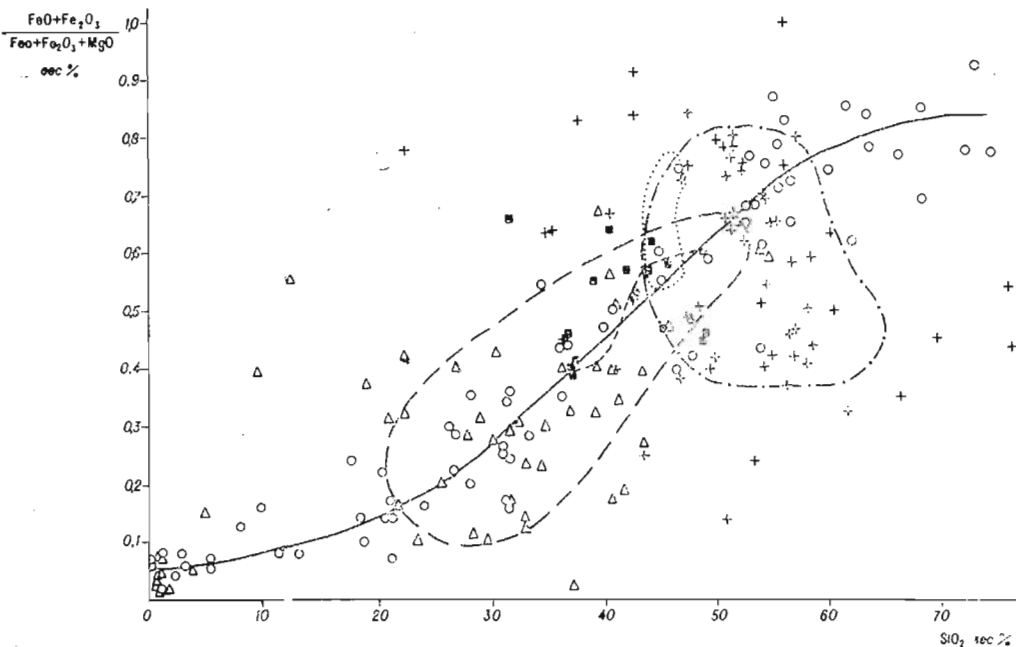
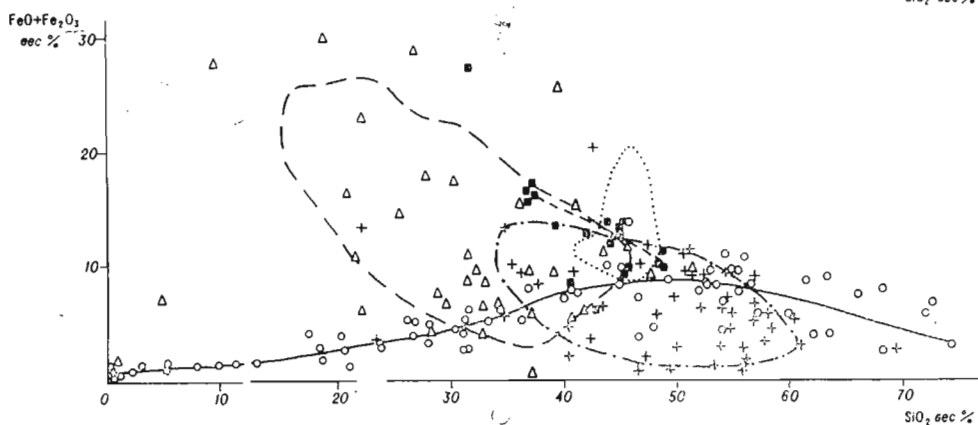
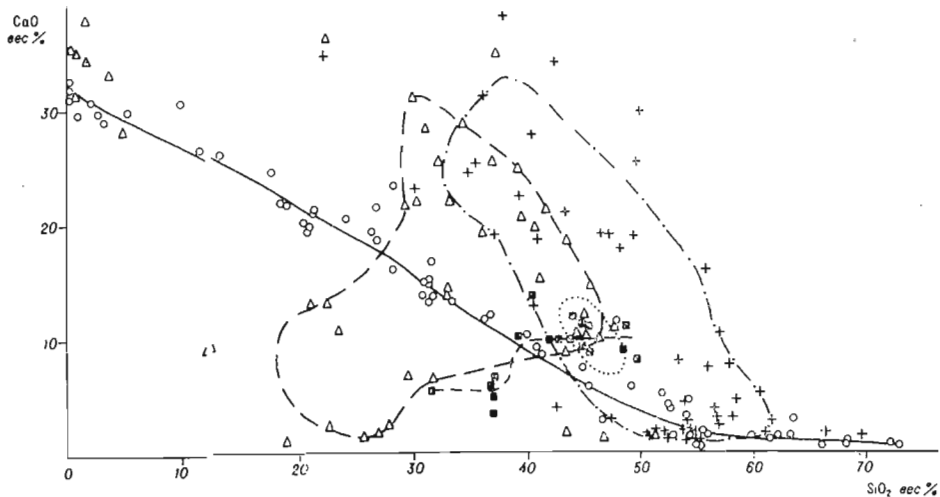


Рис. 50. Вариационные парные диаграммы окислов для метасоматитов Талнаха, Круги — осадочные породы; квадраты — габбро-долериты Талнахской интрузии; кресты — чены поля распространения этих пород. SiO_2 (вес. %): 0—10 — известняки, доломиты, ангидриты; и ангидритовые мергели; 30—40 — мергели; 40—50 — мергели, аргиллиты;



осадочных пород разреза и главных типов пород Талнахского интрузива.
 полевошпатовые метасоматиты; треугольники — бесполевошпатовые метасоматиты. Контуры очер-
 10—20 — глинистые (известняки, доломиты, ангидриты); 20—30 — известковистые, доломитовые
 50—60 — аргиллиты; 60—70 — алевролиты; 70—80 — песчаники.

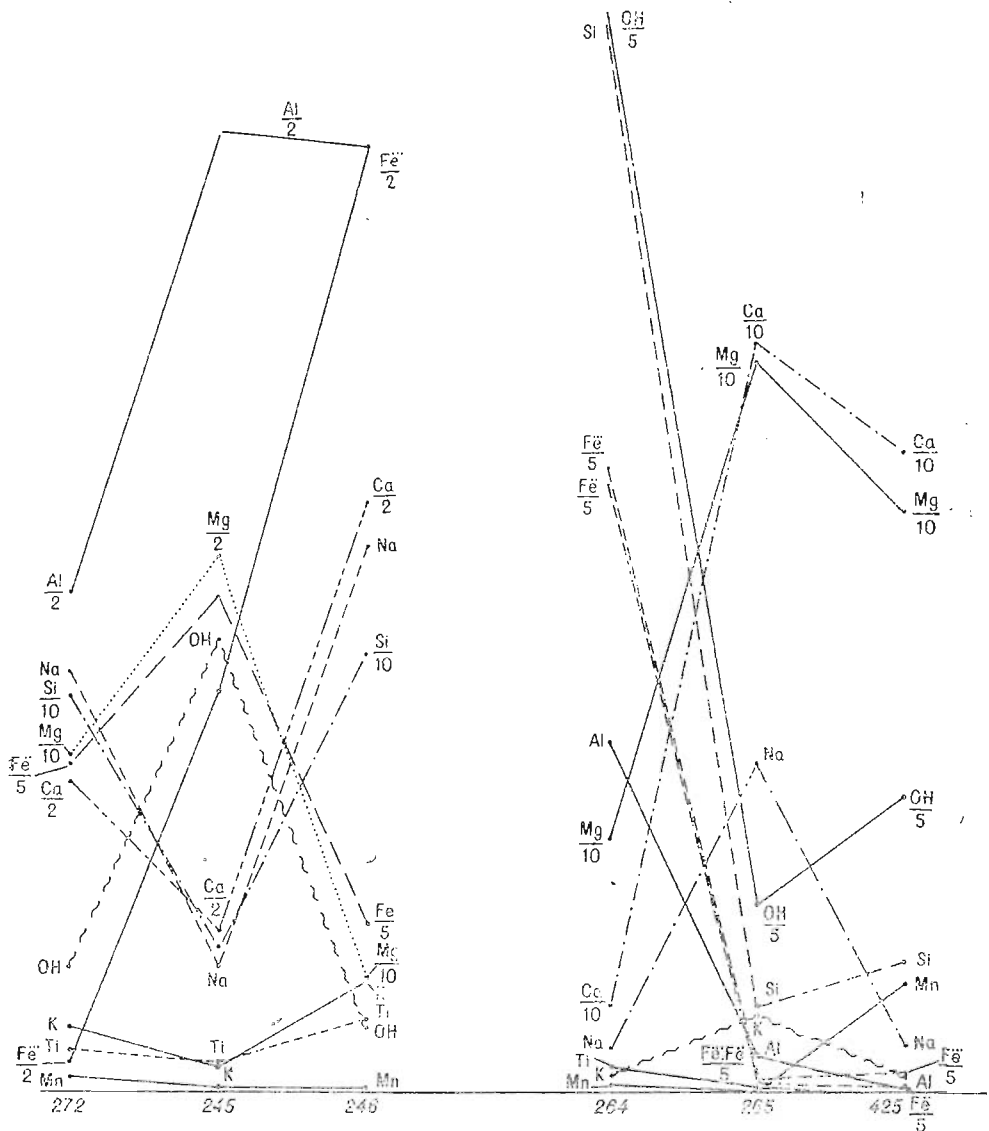


Рис. 51. Диаграммы привнос — вынос (по методу Т. Барта) при образовании существенно серпентиновых пород по пикритовым габбро-долеритам и доломитам (по мере удаления от нижнего контакта интрузии).

272 — пикритовый габбро-долерит; 245, 264 — существенно серпентиновая порода; 246 — контактовый габбро-долерит; 265 — доломитовый мрамор с бруситом; 425 — доломит.

более интенсивным уменьшением содержания MgO , чем железа. Отсюда и рост относительной железистости этих пород с ростом их содержания SiO_2 . Что касается подобного же соотношения в осадочных породах вмещающей толщи, то остается неясным, связано это с геохимическими закономерностями в процессе возникновения осадочной толщи или имели место перегруппировка компонентов этих пород под воздействием внедрившейся интрузии и местный перенос сопровождающими ее растворами, т. е. метасоматическое воздействие без образования ярко выраженных метасоматитов (наведение лишь фоновых соотношений между MgO и железом с одной стороны и SiO_2 с другой стороны, присущих отделяемым растворам).

Неизменность облика осадочных пород в таком случае связана с низкотемпературным характером растворов на удалении. С приближением к интрузии температурные условия позволяют возникнуть

настоящим метасоматитам с изменением и фазового состава осадочных пород (вначале выборочно в зависимости от типа замещаемой породы, а потом и сплошь).

Высказываемая здесь гипотеза возникновения ореола относительно холодноводных растворов вокруг внедряющейся интрузии заслуживает особого внимания, поскольку в районе локализации Талнахской интрузии обычные каларгонские известняки Норильского района сменяются мергелями, доломитовыми мергелями и даже доломитами. Учитывая локальность проявления, их можно считать не только результатом фациального замещения, как утверждают норильские геологи. В периферическом экзоконтактовом ореоле интрузии Норильск-1 во вмещающих эффузивах возникает зона интенсивно хлоритизированных пород (Годлевский, 1959₁), что тоже предполагает привнос магния метасоматизирующими растворами со стороны интрузии. Вынос магния растворами из интрузии во вмещающие породы можно предположить и в более высокотемпературных условиях, поскольку в ряде случаев наиболее обогащенные магнием бруситовые породы и серпентиниты экзоконтакта тяготеют к нижнему контакту Талнахской интрузии, а по удалению от него сменяются доломитами и доломитовыми известняками (рис. 51; см. также Олейников, 1967).

Трудно также допустить и чисто теоретически, чтобы по мере охлаждения фильтрующихся растворов на каком-то этапе прекратилось их метасоматическое воздействие на окружающие породы, если состав растворов еще не пришел в равновесие с составом окружающих пород. Вопрос о существовании внешнего околоинтрузивного холодноводного ореола метасоматизирующих растворов заслуживает более детальной разработки.

Из приведенных на рис. 50 вариационных диаграмм можно определить также следующие особенности в изменении химического состава метасоматитов по сравнению с составом осадочных пород вмещающей толщи, и пород интрузии. Существенно полевошпатовые метасоматиты (в основном альбититы и кварц-альбитовые породы) обогащаются глиноземом, щелочами и кальцием, обедняются магнием и железом. Для магнезиальных метасоматитов и скарнов, судя по диаграммам, можно говорить об обеднении их глиноземом и щелочами и обогащении MgO, CaO и железом.

Если учесть, что значительная часть использованных нами химических анализов относится к метасоматитам, развившимся по породам самой интрузии, то можно говорить, что при возникновении существенно полевошпатовых метасоматитов количество SiO₂ возрастает, а для магнезиально-кальциевых метасоматитов — падает, поскольку ореол первых на всех диаграммах (см. рис. 50) располагается правее, а вторых — левее от ореола точек пород интрузии. Из всего изложенного выше ясно, что оценка В. В. Юдиной (1965₁) изменения химизма метасоматитов, несмотря на схематичность построенных для этого разрезов, в основном правильная. Однако более обширный материал показывает, что существенно полевошпатовые породы не обедняются CaO, как считает В. В. Юдина (1965₁), а обогащаются им, с вхождением, по-видимому, в кальцит, ангидрит и пренит. Для магнезиальных метасоматитов и скарнов выявляется тенденция к общему обогащению железом, а не к его падению, что вполне отвечает повсеместно наблюдающейся насыщенности скарнов рудными минералами.

Несколько иной путь расчетов движения вещества привяли А. И. Архипова и И. А. Наторхин (1969₁). К сожалению, они оперируют средними величинами по толще осадочных и метаморфизованных пород. Без учета мощностей отдельных разновидностей пород слоистой осадочной и метаморфизованной толщ их средний состав будет искажен, что скажется и на результатах расчетов. С другой стороны, сопоставление со средними по толще вообще вряд ли правомерно, так как химический состав пород в этой толще может отличаться массой инертных компонентов и сопоставлять состав метасоматитов следует с определенным типом породы, а не с какой-то суммарной величиной. Тем не менее на основании проведенных ими расчетов эти авторы допускают проявление на Талнахе биметасоматоза.

ГЕНЕЗИС МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ТАЛНАХА1. Особенности парагенезисов метасоматических
минералов

Перед тем как перейти к общим вопросам генезиса изучаемых пород, остановимся на данных, следующих из рассмотрения минеральных ассоциаций в метасоматитах Талнаха.

Для выяснения основных закономерностей образований многочисленных минеральных парагенезисов высоко-, средне- и низкотемпературных метасоматитов Талнаха мы обратились к парагенетическому анализу по методу Д. С. Коржинского (1957₁). Принимая с некоторой долей условности за инертные компоненты в метасоматическом процессе SiO_2 , Al_2O_3 и суммарное железо, а за подвижные CO_2 , H_2O , K_2O , Na_2O , O_2 , S , MgO , CaO , в пользу чего говорят данные, приведенные выше, можно рассмотреть влияние на парагенезисы изменения химических потенциалов (μ) подвижных компонентов, комбинируя их попарно (μ остальных подвижных компонентов принимаются постоянными). Для обозрения всей массы разнотемпературных парагенезисов указанных метасоматитов нами были построены мультисистемы с пятью отрицательными степенями свободы в координатах $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{H}_2\text{O}$ и $\mu\text{CaO} - \mu\text{H}_2\text{O}$ *. По горизонтальной оси располагаются значения $\mu\text{H}_2\text{O}$, что позволяет использовать эту ось для оценки относительных температур образования, имея в виду обратную зависимость $\mu\text{H}_2\text{O}$ и температуры, поскольку повышение температуры приводит к реакциям с освобождением воды, что равноценно понижению химического потенциала воды при постоянной температуре (Коржинский, 1957₁).

Для построения диаграмм были использованы десять основных минералов, обнаруженных как в метасоматитах Талнаха, так и в других норильских рудоносных дифференцированных интрузиях. Составы минералов, принятые в расчетах, учитывают в основном данные их химических анализов и представлены в табл. 67. В тех случаях, когда анализируемый минерал не принадлежал метасоматитам именно Талнаха, анализ использовался, если оптические свойства анализируемого и соответствующего минерала метасоматитов Талнаха совпадали или были близки. Если анализов одного минерала было несколько, выбирался наиболее часто встречающийся, судя по оптическим данным. Для состава гранатов были приняты осредненные данные серии замеров показателей преломления, проведенных Ф. П. Лесновым. Для серпентина был взят стехиометрический состав с учетом содержания железистого компонента, соответствующего его оптическим свойствам (Винчелл, 1949).

Матрица для расчета пучков приводится в табл. 67. Треугольные парагенетические диаграммы, соответствующие каждому из 66 полей рис. 54 и 88 полей рис. 56, даются соответственно на рис. 55 и 57. Отдельно в углах диаграмм рис. 54 и 56 приводятся фрагменты для двух их участков, выполненных в крупном масштабе. При построении диаграмм была учтена зеленая обыкновенная роговая обманка из средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций. Бурая роговая обманка в высокотемпературные парагенезисы не вводилась из-за сравнительно малого ее распространения и усложнения и без того громоздкой диаграммы. Высокотемпературные парагенезисы с участием биотита, плагиоклаза средней основности и бурой

* Как известно, для построения подобных диаграмм подвижное поведение этих компонентов «не является необходимым условием..., с подвижными компонентами связана лишь наиболее наглядная их интерпретация» (Доливо-Добровольский, 1967, стр. 529).

Состав некоторых минералов из метасоматитов интрузий и матрица для них

Минерал	Символ	Матрица			Кристаллохимическая формула, принятая в расчетах мультисистемы	Результаты химического анализа	Местонахождение (интрузия)	Источник
		Si	Al	ΣFe				
Альбит	Аб	3	1	0	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	См. табл. 54 и рие. 55	Макус, Талнах (по оптике)	Васильев, Золотухин, 1970 ₁ ; Юдина, 1965 ₁
Диопсид	Ди	1,7	0,3	0,3	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}_{0,3})_{1,0}(\text{Al}_{0,3}\text{Si}_{1,7})_2\text{O}_6$	Табл. 56	Далдыканская и Талнахская	Золотухин, 1964 ₁ ; Юдина, 1965 ₁
Гранат	Гр	3	1,2	0,8	$(\text{Ca}_3\text{Al}_{1,2}\text{Fe}_{0,8})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Табл. 57	Норильск-I, Талнах (по оптике)	Золотухин, Васильев, 1964
Магнетит	Мг	0	0	3	Fe_3O_4	Табл. 64	Макус и Талнахская	Васильев, Золотухин, 1970 ₁
Везувин	Вез	8,80	4,64	0,15	$(\text{Na}_{0,08}\text{Ca}_{0,26}\text{Mg}_{0,06})_{10}(\text{Mg}_{1,16}\text{Fe}_{0,09}^{+2}\text{Fe}_{0,06}^{+3}\text{Al}_{0,69})_2\text{O}$ $(\text{Al}_{3,90}\text{B}_{0,40})_4\text{O}_{30}(\text{OH}_{1,68}\text{F}_{0,75}\text{O}_{1,67})_{41,0}(\text{Si}_{8,80}\text{Al}_{0,06}\text{Ti}_{0,15}\text{O}_3)_4$ (f 7,5%)	Табл. 57	Талнахская	Юдина, 1965 ₁
Биотит	Би	2,67	1,26	0,35	$\text{Ca}_{0,68}\text{Na}_{0,05}\text{Ca}_{0,14}\text{Mg}_{2,59}\text{Fe}_{0,27}^{+2}\text{Fe}_{0,08}^{+3}\text{Ti}_{0,14}\text{Al}_{0,93}(\text{OH})_2$ $(\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{2,67})_3\text{O}_{10}$ (f 12%)	Табл. 58	Черногорская	Золотухин, Васильев, 1969 ₁
Эпидот	Эп	3	2,25	0,73	$(\text{Ca}_{2,02}\text{Na}_{0,06}\text{Fe}_{0,06}^{+2})_2\text{Al}_3(\text{Fe}_{0,67}^{+3}\text{Al}_{0,25})_0,92\text{Al}_2\text{O}(\text{OH})\text{Si}_2\text{O}_7$; SiO_4 (f 24%)	Табл. 61	Макус	Васильев, Золотухин, 1970 ₁
Обыкновенная зеленая роговая обманка	Амф	5,55	3,21	1,01	$\text{Na}_{0,68}\text{K}_{0,10}\text{Ca}_{2,0}\text{Mg}_{3,30}\text{Fe}_{0,40}^{+2}\text{Fe}_{0,61}^{+3}\text{Al}_{0,81}(\text{OH})_2\text{Al}_2\text{Si}_5,55$ $\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,41}\text{O}_{22}$ (f 23%)	Табл. 58	Макус	Васильев, Золотухин, 1970 ₁
Пренит	Пр	3	1,9	0,1	$\text{Ca}_2(\text{Al}_{0,90}\text{Fe}_{0,10}^{+3})(\text{OH})_2(\text{Al}_{1,0}\text{Si}_{3,0}\text{O}_{10})$ (f 5%)	Табл. 61	Норильск-II	Золотухин, и др., 1967
Хлорит	Хл	1,32	1,40	0,23	$\text{Mg}_{1,8}\text{Fe}_{0,49}^{+2}\text{Ca}_{0,09}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,02}\text{Mn}_{0,02}(\text{Al}_{0,72}\text{Fe}_{0,09}^{+3}\text{Ti}_{0,01})_0,82(\text{OH})_4\text{Al}_{0,68}\text{Si}_{1,32}\text{O}_5$ (f 13%)	Табл. 64	Макус	Васильев, Золотухин, 1970 ₁
Серпентин	Серп	2,0	0	0,3	$(\text{Mg}_{2,7}\text{Fe}_{0,3})_3\text{O}(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$ (f 10%)	Табл. 64 и по оптическим свойствам	Норильск-I, Талнах	Золотухин, 1964 ₁ ; Юдина, 1965 ₁

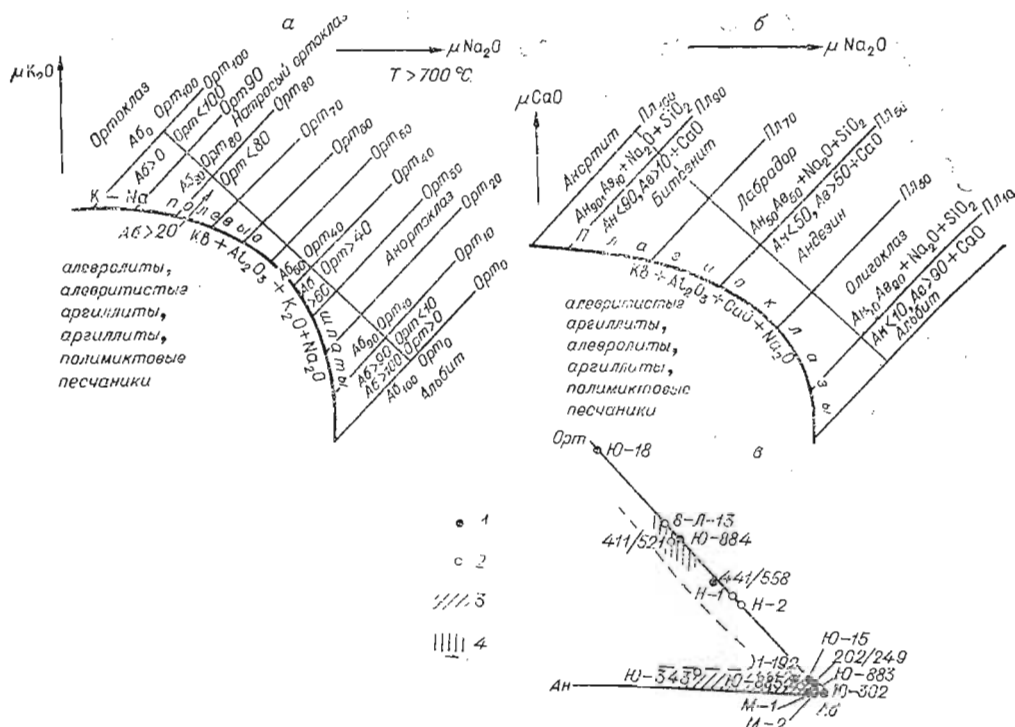


Рис. 52. Схемы-диаграммы для полевых шпатов метасоматитов Талнаха. а — взаимоотношения полей устойчивости исходных пород и каликатровых полевых шпатов в координатах $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}$ ($T > 700^\circ\text{C}$); б — взаимоотношения полей устойчивости исходных пород и плагиоклазов в координатах $\mu\text{CaO}-\mu\text{Na}_2\text{O}$ при высоких температурах; в — состав полевых шпатов из метасоматитов: 1 — из существенно полевошпатовых пород (пересчеты анализов), 2 — из гидридно-метасоматических пород (пересчеты анализов), 3 — плагиоклаз из реакционных образований в интрузиях (по оптике), 4 — каликатровые полевые шпаты из реакционных образований в интрузиях (по оптике). Цифры около точек — номера образцов.

роговой обманки уже в безэпидотовой области были отражены ранее на ряде диаграмм одного из авторов (Золотухин, 1964).

Граница между низко- и среднетемпературными областями диаграммы может быть условно проведена по линии разложения эпидота или близкой к ней границе устойчивости клинопироксена. Граница средне- и высокотемпературной областей может быть проведена по субвертикальной (для диаграммы $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$) границе устойчивости граната или по крайнему левому ограничению поля устойчивости клинопироксена с пренитом, поскольку в крайней нижней части диаграммы $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ гранат появляется в парагенезисах с пренитом, которые должны расцениваться уже как среднетемпературные.

Кроме этих предварительных замечаний следует указать, что использованный для построения диаграмм альбит является здесь по сути дела лишь символом полевых шпатов вообще.

В зависимости от соотношения химических потенциалов K_2O и Na_2O в парагенезисах может участвовать уже не альбит, а анортотоклаз, натровый ортоклаз и даже ортоклаз, как это вытекает из общих соображений и схемы диаграммы (рис. 52, а), отражающей соотношения полей устойчивости каликатровых полевых шпатов и исходных для замещения пород в условиях температур не ниже 700°C .

Естественно, что соотношения μCaO и $\mu\text{Na}_2\text{O}$ в метасоматизирующих растворах определит состав полевых шпатов во всем ряду от альбита до основного плагиоклаза. Эти соотношения иллюстрируются схемой-диаграммой (см. рис. 52, б), построенной для всего ряда плагиоклазов. Для наиболее высокотемпературных реакционных парагенезисов в основном

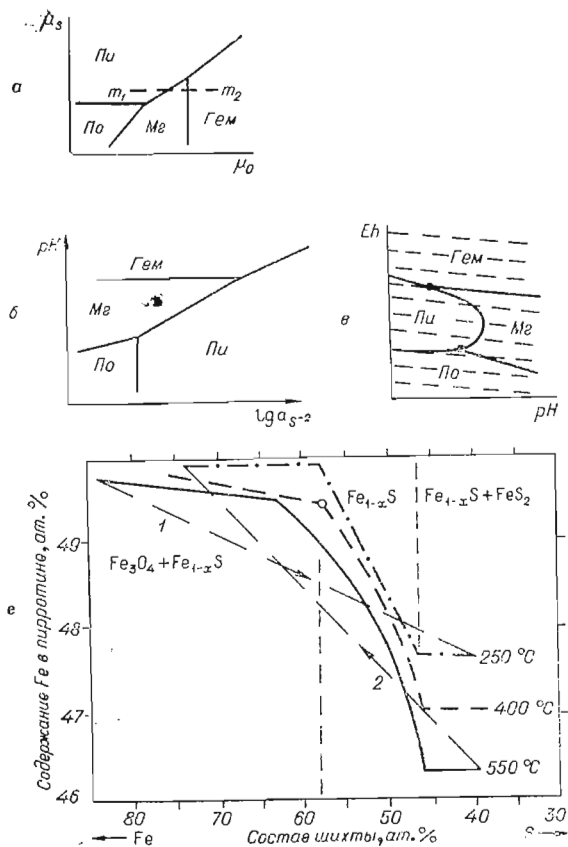


Рис. 53. Диаграммы взаимоотношений рудных минералов железа, заимствованные из литературы. а — диаграмма химических потенциалов кислорода и серы для железорудных минералов по Д. С. Коржинскому (1948); б — зависимость сульфидно-окисного железоруднения от щелочности растворов (pH) и химической активности сульфидного иона ($\lg a_{S-2}$) при постоянстве температуры и окислительного потенциала (Eh) по А. А. Маракушеву (1965); в — одна из диаграмм $Eh-pH$ для сульфидов и окислов железа при вполне подвижном поведении серы. Штрихами на диаграмме показаны линии постоянного отношения активности сульфатного и сульфидного ионов в растворах (по А. А. Маракушеву, 1965); г — зависимость содержания железа в пирротине от состава шихты и температуры (по Ю. Н. Удодову, 1969). См. объяснения в тексте.

Отражены также данные о составе по кристаллооптическим свойствам полевых шпатов. Видно, как от скопления точек альбитового состава протягиваются две полосы: одна в сторону ортоклаза, другая в сторону кислых и средних плагиоклазов.

Подобное же замечание следует сделать и в отношении единственного рудного минерала, учтенного при построении диаграммы, — магнетита (или титаномагнетита). Как было показано ранее Д. С. Коржинским (1948), а затем А. А. Маракушевым (1963, 1965) и В. В. Золотухиным (1964), в зависимости от соотношения в растворах μ_S и μ_{O_2} , а не той или иной температуры, минералы окисных форм железа могут замещаться сульфидными формами (рис. 53, а). А. А. Маракушев (1965) указал, что на взаимоотношения магнетита, гематита, пирротина и пирита помимо активности сульфидной серы влияют также Eh и pH растворов (см. рис. 53, б, в). Именно опосредствованная зависимость температуры и pH растворов в конечном итоге приводит к обычной последовательной смене магнетита пирротинном, пиритом и к появлению снова магнетита. Для рассмотрения общих зако-

в пределах самой интрузии, полевые шпаты обычно представлены плагиоклазом № 60—40, иногда кислее (см. табл. 8, 16, 18).

В случае проявления новообразованного плагиоклаза уже не как рассеянного реакционного минерала (Золотухин, 1964, 1965), а в большой массе (прожилки, шпильки, линзы) метасоматиты будут восприниматься как лейкократовые габбро и анортозиты, представляющие собой продукт метасоматической лейкократизации (или «габброизации» по Жарикову, Омеляненко, 1965).

В несколько менее высокотемпературные парагенезисы наряду с плагиоклазом входят калинатровые полевые шпаты, как в пределах интрузии, так и во внешнем ореоле метасоматитов. Еще менее высокотемпературные парагенезисы включают в себя собственно альбит. Представление о составе полевых шпатов, встречающихся в основном в метасоматитах Галнаха, дает рис. 52, в. Здесь на треугольную диаграмму нанесены результаты пересчета ряда химических анализов метасоматических пород на полевые шпатовые составля-

номерностей достаточно принять магнетит за представителя обычных рудных минералов железа, помня, что в том или ином парагенезисе это может быть уже не магнетит, а пирротин или пирит в зависимости от того или иного соотношения μS , μO_2 , Eh , pH которые данные диаграммы (см. рис. 54, 56) не учитывают.

Анализ мультисистемы $\mu Na_2O - \mu H_2O$

Обратимся к парагенетическому анализу построенной диаграммы $\mu Na_2O - \mu H_2O$ (рис. 54, см. также рис. 55). По мере увеличения значений μH_2O происходит постепенная смена минеральных парагенезисов от высокотемпературных через среднетемпературные к низкотемпературным. Диаграмма (см. рис. 54) разбивается на поля устойчивости четырех (гранат, роговая обманка, эпидот, клинопироксен) из десяти использованных для построения минералов.

Поле устойчивости **г р а н а т а** располагается в области диаграммы с низкими и умеренными значениями μNa_2O и μH_2O (высокими и средними температурами). В условиях наиболее низких μNa_2O и умеренных значений μH_2O (средние температуры) Гр разлагается на тройную ассоциацию Ди, Мг, Пр. Это случай наблюдаемых природных парагенезисов с участием Гр и Пр. При более высоких μNa_2O и меньших значениях μH_2O гранат разлагается уже на ассоциацию Ди, Эп, Мг. В области средних значений μNa_2O и наиболее высоких μH_2O Гр разлагается на ассоциацию Аб, Эп, Мг.

Поле граната перекрывается полем устойчивости **к л и н о п и р о к с е н а**. Условно он обозначается символом Ди. Это не значит, что он везде имеет состав диоксида. Состав клинопироксена в разных парагенезисах может находиться в пределах ряда диоксид — геденбергит, чаще представлен авгитом и зеленым ферриавгитом разной железистости. Для расчета данной диаграммы принят постоянный состав авгита с наиболее часто встречающимся значением железистости. Выяснение зависимости изменения состава клинопироксена в парагенезисах описываемой диаграммы — дело будущего. Поле устойчивости Ди охватывает область диаграммы с низкими и средними значениями μH_2O во всем диапазоне μNa_2O , при низких и умеренных μNa_2O и высоких μH_2O (низкие температуры) Ди разлагается с образованием ассоциации Пр, Серп, Мг. В условиях высоких μNa_2O и умеренных μH_2O (средние температуры) при его разложении возникает ассоциация Аб, Серп, Мг.

Поле устойчивости **э п и д о т а**, также перекрывает поле граната и почти совпадает с полем устойчивости Ди, находясь в пределах последнего при малых и умеренных μNa_2O и выходя за его пределы в условиях высоких μNa_2O . В первом случае Эп разлагается на ассоциацию Пр, Хл, Мг, при более высоких μNa_2O — на ассоциацию Хл, Мг, Амф и при самых высоких μNa_2O — на ассоциацию Аб, Мг, Хл. Поле устойчивости Эп в основном зависит от величин μH_2O , тупо выклиниваясь в сторону высоких μH_2O в области средних значений μNa_2O .

Поле устойчивости зеленой **р о г о в о й о б м а н к и** (Амф) образует замкнутый семиугольный участок в центральной части диаграммы, резко выклинивающийся в сторону высоких значений μH_2O , малых μNa_2O и постепенно — в сторону высоких μNa_2O . В сторону низких μH_2O (при повышении температуры) в порядке понижения μNa_2O Амф последовательно разлагается на среднетемпературные ассоциации: Эп, Аб, Мг; Эп, Аб, Ди; Эп, Пр, Ди. В сторону повышения μH_2O (понижения температуры) при понижении μNa_2O Амф последовательно замещается низкотемпературными ассоциациями Аб, Хл, Мг; Аб, Хл, Серп; Хл, Серп, Пр; Пр, Серп, Мг; Пр, Аб, Мг и среднетемпературной ассоциацией Ди, Пр, Мг.

Поле устойчивости Амф в основной своей части находится в среднетемпературной области диаграммы, частично перекрывая поля устойчивости

Ди и Эп, а частично выходит в низкотемпературную область диаграммы (поля 43, 47—53, 31, 32, 34, 35), захватывая лишь узкой полосой поле устойчивости крайнего низкотемпературного парагенезиса Хл, Серп.

Помимо полей устойчивости отдельных минералов на диаграмме (см. рис. 54) выявились несколько полей устойчивости бинарных парагенезисов, определенно представляющих интерес.

Выясняется, что поле устойчивости парагенезиса а л ь б и т а, м а г н е т и т а, располагающееся в верхней части диаграммы, протягивается от высокотемпературной до низкотемпературной области. Полевошпатамагнетитовые породы оказываются устойчивыми в области средних и высоких $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и от малых до высоких $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ (кроме самых высоких $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$). При повышении $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ парагенезис последовательно сменяется бинарными парагенезисами: Ди, Гр; Ди, Эп; Ди, Амф; Пр, Серп; Серп, Амф; Хл, Серп. В связи с этим находится и граница поля устойчивости Аб, Мг. В высокотемпературной области она располагается горизонтально, не обнаруживая зависимости от $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$. В среднетемпературной области она приобретает пологий наклон к оси $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и в низкотемпературной области становится крутой, демонстрируя зависимость уже в основном от $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$.

Поле устойчивости бинарного парагенезиса г р а н а т а, в е з у в и а н а располагается в области умеренных до низких $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, занимаемая часть поля устойчивости Гр. При минимальных $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и умеренных $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ (средние температуры) в пределах основного поля Гр, Вез отмечается узкое поле с участием Пр. В порядке повышения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ с увеличением $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ (понижением температуры) парагенезис Гр, Вез последовательно замещается бинарными ассоциациями Ди, Пр; Ди, Эп; Аб, Эп.

Поле устойчивости бинарного парагенезиса д и о п с и д а, э п и д о т а занимает среднюю и нижнюю часть диаграммы с малыми и умеренными $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$, образуя замкнутый шестиугольник. Частично он располагается в высокотемпературной области, перекрывая поле Гр, а большая его часть уже относится к среднетемпературной области, не достигая ее границы с низкотемпературной областью. В порядке повышения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ с уменьшением $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ парагенезис Эп, Ди становится неустойчивым и последовательно замещается бинарными ассоциациями Гр, Вез; Аб, Гр; Аб, Мг. В той же последовательности, но с повышением $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ (с падением температуры) появляются Гр, Пр; Мг, Пр; Амф.

Поле устойчивости парагенезиса д и о п с и д а, в е з у в и а н а о х в а т ы в а е т высоко- и среднетемпературную область нижней части диаграммы, накладываясь частично на поля устойчивости Гр; Гр, Вез; Ди, Эп; Эп, Вез; Пр, Ди; Пр, Мг и Вез, Серп. С повышением $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ в порядке понижения температуры парагенезис Ди, Вез последовательно замещается ассоциациями Аб, Гр; Аб, Эп; Аб, Пр и, наконец, Пр, Серп.

Поле устойчивости парагенезиса э п и д о т а, в е з у в и а н а занимает высоко- и часть среднетемпературной области диаграммы с низкими и средними значениями $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$. С возрастанием $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ в порядке понижения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ наблюдается последовательное замещение ассоциации Эп, Вез ассоциациями Аб, Пр; Пр, Ди; Гр, Пр.

Поле устойчивости парагенезиса п р е н и т а, д и о п с и д а располагается в среднетемпературной области со средними и низкими $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$. Со стороны низкотемпературной области поле ограничено лучом разложения Ди. С уменьшением $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ (с увеличением температуры) в порядке понижения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ ассоциация Пр, Ди последовательно замещается Аб, Мг; Аб, Амф; Эп, Аб; Эп, Вез; Гр, Вез.

Поле устойчивости парагенезиса м а г н е т и т а, п р е н и т а располагается в средне- и низкотемпературной области с низкими и средними $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$. При понижении $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ (повышении температуры) в порядке снижения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ ассоциация Мг, Пр последовательно замещается ассоциациями Амф, Хл; Амф, Эп; Ди, Эп; Гр, Эп. При повышении $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ Мг, Пр во всем диапазоне $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ замещается ассоциацией Хл, Серп.

Поле устойчивости парагенезиса альбита, пренита занимает средне- и низкотемпературную область диаграммы с умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и $\mu\text{H}_2\text{O}$, накладываясь на поля устойчивости Амф, частично Ди, Эп, а также бинарных парагенезисов Ди, Эп; Пр, Ди; Пр, Мг; Аб, Мг; Пр, Серп; Хл, Серп; Аб, Хл. При понижении $\mu\text{H}_2\text{O}$ в порядке понижения $\mu\text{Na}_2\text{O}$ парагенезис Аб, Пр последовательно замещается ассоциациями Эп, Вез; Ди, Вез; Серп, Вез.

Поле устойчивости бинарного парагенезиса везувiana, серпентина располагается в области средних и низких температур с умеренными и низкими $\mu\text{Na}_2\text{O}$, выклиниваясь в сторону средних значений $\mu\text{Na}_2\text{O}$. При повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ парагенезис Вез, Серп замещается ассоциацией Аб, Пр, при понижении — Ди, Аб.

Поле устойчивости парагенезиса пренита, серпентина занимает в основном низкотемпературную и незначительную часть среднетемпературной области с высокими $\mu\text{H}_2\text{O}$, низкими и средними $\mu\text{Na}_2\text{O}$, резко выклиниваясь в сторону высоких $\mu\text{H}_2\text{O}$. При понижении $\mu\text{H}_2\text{O}$ (повышении температуры) в порядке понижения $\mu\text{Na}_2\text{O}$ парагенезис Пр, Серп замещается ассоциациями Аб, Хл; Аб, Амф; Аб, Мг; Аб, Ди; Ди, Вез.

Поле устойчивости парагенезиса альбита, хлорита занимает в основном низкотемпературную и незначительную часть среднетемпературной области (поля 40—42) с максимальными $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и высокими $\mu\text{H}_2\text{O}$. При понижении $\mu\text{H}_2\text{O}$ в порядке понижения $\mu\text{Na}_2\text{O}$ парагенезис Аб, Хл последовательно замещается ассоциациями Эп, Пр; Пр, Амф. При повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ — Пр, Серп.

Поле устойчивости парагенезиса хлорита, серпентина располагается в крайней низкотемпературной области, образуя широкую краевую полосу с максимальными значениями $\mu\text{H}_2\text{O}$ во всем интервале $\mu\text{Na}_2\text{O}$. Граница поля зависит почти исключительно от $\mu\text{H}_2\text{O}$. Поле слабо выклинивается в сторону максимальных значений $\mu\text{Na}_2\text{O}$. При понижении $\mu\text{H}_2\text{O}$ (повышении температуры) в порядке понижения $\mu\text{Na}_2\text{O}$ парагенезис Серп, Хл последовательно замещается ассоциациями Аб, Мг; Амф, Мг; Пр, Мг.

При рассмотрении диаграммы можно видеть, что бесполовошпатовые парагенезисы скарнового типа концентрируются в поле устойчивости парагенезиса Ди, Вез (поля 1, 58—66), т. е. при умеренных и низких $\mu\text{Na}_2\text{O}$ (поле тупо выклинивается как в сторону средних значений $\mu\text{Na}_2\text{O}$, так и в сторону высоких значений $\mu\text{H}_2\text{O}$). В нижней части этого поля (при малых $\mu\text{Na}_2\text{O}$) в среднетемпературной области располагаются два бесполовошпатовых узла, где имеют место скарновые парагенезисы с участием и Гр, и Пр (поля 63—65 образуют поле устойчивости бинарного парагенезиса Гр, Пр).

Полевошпатсодержащие высокотемпературные околоскарновые парагенезисы (скарноиды) находятся выше поля устойчивости бинарного парагенезиса Ди, Вез и левее поля устойчивости парагенезиса Аб, Пр (поля 2, 3, 6, 7).

Выше луча устойчивости Аб, Мг находится область существования но-полевошпатовых высокотемпературных метасоматитов (поля 4—5), переходящая правее луча Эп+Вез \rightarrow Аб+Пр в область среднетемпературных существенно полевошпатовых пород с участием Пр, Эп, Ди, а при дальнейшем снижении температуры и со среднетемпературным Амф. Эта область включает поля 9—12, 27, 28, 33, 36—42. В пограничных с низкотемпературной областью полях 40—42 совместно с Аб и Эп уже появляется и среднетемпературный хлорит.

Область среднетемпературных существенно полевошпатовых пород, справа, в основном по линии разложения Эп, граничит с областью низкотемпературных существенно полевошпатовых пород с Хл, Пр и частично Амф (поля 31, 32, 43, 44, 47). Книзу от линии устойчивости Аб, Мг область среднетемпературных существенно полевошпатовых пород переходит в

Некоторые парагенетические ассоциации, наблюдавшиеся в метасоматитах Талнаха и нумерация соответствующих полей диаграмм

Парагенезис	Поля диаграммы $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$	Поля диаграммы $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$	Парагенезис	Поля диаграммы $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$	Поля диаграммы $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$
Ди, Аб, Мг	9—12, 4, 5	1, 2, 11, 12, 15, 16	Ди, Гр, Пр	64	28—30
Гр, Аб, Мг	4	6	Аб, Вез, Гр	2	4
Амф, Аб, Мг	10—12	11, 12, 15, 28—84	Ди, Аб, Вез	59—66	24, 25, 27—28, 31—36
Ди, Амф, Аб	13, 15, 18—20, 29	9, 10, 13, 14, 21	Вез, Пр, Ди	62, 64, 58, 60	31, 32, 39, 40
Эп, Аб, Мг	5	1, 2, 85, 86	Амф, Ди, Пр	14, 16, 17, 30	18—20
Вез, Гр, Ди	1, 63, 65	27, 33—38, 45, 50—52; 87—88	Хл, Серп, Амф	50, 51, 53	71, 73, 75
Эп, Гр, Аб	8, 4	3, 6, 26	Аб, Эп, Пр	8—10, 39	1, 6, 8—11, 85
Ди, Гр, Мг	1—3, 6, 62—66	3—5, 23—30, 32—38 50—51	Пр, Эп, Хл	36, 38, 39, 57—61	62—65, 81, 85
Пр, Гр, Мг	63	30, 32, 33, 38, 39	Вез, Ди, Эп	61	25
Ди, Эп, Амф	17—19	20, 21	Ди, Эп, Мг	7, 8, 17—19, 21, 60, 61	7—9
Ди, Аб, Амф	18—20	9, 10, 13, 14, 21	Серп, Аб, Пр	23, 24, 26, 34, 46, 49, 50	60—63, 69—71
Аб, Амф, Эп	19, 20	9—11, 83, 84	Ди, Пр, Мг	22—25	31, 40—41, 63
Ди, Аб, Пр	14, 16, 17, 21, 22, 30	17—20, 22—23, 29, 30	Ди, Вез, Мг	59	43
Ди, Гр, Эп	6, 62	5, 23—25	Пр, Серп, Мг	26, 55	42, 49, 61
Вез, Гр, Пр	63, 65	27, 33, 38	Пр, Амф, Мг	12—14, 28—30, 32, 33, 35	14, 15, 67—69
Ди, Эп, Пр	21, 62, 60	22—24	Ди, Аб, Эп	6, 7, 8	5, 7, 8
Эп, Пр, Гр	64, 65	27—29	Ди, Пр, Серп	23, 24, 56, 57	41, 63
Аб, Хл, Эп	40, 41	84, 86	Аб, Хл, Пр	44, 45	74—78, 82, 84, 86
Аб, Амф, Эп	10	9—11, 83, 84	Аб, Серп, Хл	45	75, 76
Аб, Амф, Мг	10—12, 36—38	11, 12, 12, 65, 67, 78—84	Аб, Хл, Мг	44	77
Гр, Серп, Мг	66а	45—47; 52—56, 87, 88	Серп, Хл, Мг	45, 46, 53, 54, 50, 51	75, 76, 71, 73
Вез, Серп (?)	54—58	37—59; 87, 88	Хл, Серп, Пр	46, 54	59, 60
Серп, Вез, Мг	—	44, 48, 57			

область среднетемпературных скарноидов (с участием Аб) с Эп, Ди, Пр, частично с Амф. Область эта ограничивается также линией устойчивости Аб, Пр и разложения Ди (поля 8, 13—25, 29, 30). Книзу от линии устойчивости Аб, Пр эта область переходит в область среднетемпературных скарнов с Эп, Ди, Вез, Пр, частично Гр и Серп. Справа область среднетемпературных скарноидов по линии разложения Ди граничит с областью низкотемпературных постскарновых полевошпатсодержащих метасоматитов с Хл, Серп и частично Амф. Эта область (поля 26, 34, 35, 48—53, 46) протягивается и выше за линией устойчивости Аб, Мг, переходя в область существенно полевошпатовых низкотемпературных постскарновых метасоматитов. Внизу диаграммы эта область за линией устойчивости Аб, Пр сменяется областью постскарновых бесполевошпатовых низкотемпературных метасоматитов с Вез, Серп, Пр, Хл (поля 54, 55). Подобные же бесполевошпатовые метасоматиты протягиваются и в область средних температур, смеж-

ную с низкотемпературной (поля 56—58) в пределах поля устойчивости Вез, Серп.

Можно предполагать, что поле устойчивости Вез, Серп, расширяясь в сторону низких $\mu\text{Na}_2\text{O}$, в области очень низких значений $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и средних значений $\mu\text{H}_2\text{O}$ (область средних температур) достигнет полей устойчивости Гр и Гр, Пр. При этом луч $\text{Ди} + \text{Аб} \rightleftharpoons \text{Вез} + \text{Серп}$ может пересечь нижнюю часть диаграммы либо выше узлов [17] и [18], либо ниже их, что определяется начальным базисом между узлами, заданным при построении диаграммы. На диаграмме рис. 54, исходя из наиболее частых реально встречающихся парагенезисов, мы допустили, что пересечение происходит ниже узлов [17] и [18], и не изображали эти крайние поля, где Гр и Вез находятся в парагенезисе с Серп.

В противном случае появились бы новые 4 поля: 60а (отсеченное от поля 60 лучом Ди, Аб), 62а, 66а и 1а. Как можно видеть из треугольной диаграммы 66а (см. рис. 55), они отличаются от соответствующих диаграмм для основных полей (например, 66) парагенезисом Вез, Серп, сменяющим Ди, Аб. Кроме того, для полей 62а, 66а, 1а, 64 и 65 появятся парагенезисы Серп, Гр и, следовательно, тройные парагенезисы Серп, Ди, Вез; Серп, Ди, Гр и Серп, Гр, Мг. Это означало бы появление в условиях наиболее низких $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и средних температур специфических серпентин-гранатовых оруденелых скарнов, наблюдений над которыми еще недостаточно. Имеются отдельные интересные находки метасоматитов подобного состава по пикритовым габбро-долеритам, где гранат образует некое подобие «сотовой» текстуры, а мелкочешуйчатый серпентин заполняет центральные части этих «сот». Однако и здесь можно говорить лишь о факте сравнительно малого развития ранней среднетемпературной генерации серпентина, в то время как основная его масса даже в пикритовых габбро-долеритах, несомненно, является низкотемпературной и тем более не доскарновой, как это допускает В. В. Юдина (1965₁).

Результаты наблюдений над основными реальными минеральными парагенезисами изучаемых метасоматитов Талнаха вне зависимости от их типа и температурности сведены в табл. 68. При нанесении их на мульти-систему (см. рис. 54), руководствуясь треугольными диаграммами (см. рис. 55) для каждого из полей системы, получаем, что реальные парагенезисы покрывают почти всю площадь диаграммы (звездочки около нумерации полей). Непокрытыми остались несколько полей центрального участка диаграммы—27, 31, 34, 47, 48, 52. Требующими дополнительной проверки остаются реально наблюдавшиеся ассоциации Вез, Серп (поля 54—58) и Гр, Серп (поля 66а и т. д., см выше).

Анализ мультисистемы $\mu\text{CaO}—\mu\text{H}_2\text{O}$

По сравнению с возможным вариантом мультисистемы $\mu\text{Na}_2\text{O}—\mu\text{H}_2\text{O}$, имеющей 18 узлов (см. рис. 54), дальнейшее развитие (до 24 узлов) получил вариант системы $\mu\text{CaO}—\mu\text{H}_2\text{O}$ для конца высокотемпературной, средне- и низкотемпературной стадий метасоматического процесса. Мульти-система (рис. 56) разбивается на поля устойчивости как отдельных минералов (Гр, Амф, Эп, Ди), так и ряда бинарных минеральных парагенезисов. Рассмотрим их особенности (см. также рис. 57).

Поле устойчивости г р а н а т а занимает левую верхнюю часть диаграммы с высокими и средними μCaO , низкими и средними $\mu\text{H}_2\text{O}$, тупо выклиниваясь в сторону низких μCaO и остро — в сторону высоких $\mu\text{H}_2\text{O}$. По мере снижения μCaO в порядке уменьшающихся $\mu\text{H}_2\text{O}$ гранат последовательно разлагается на следующие тройные ассоциации: Вез, Мг, Серп; Вез, Ди, Мг; Ди, Мг, Пр; Эп, Мг, Ди; Аб, Эп, Мг с последовательным замещением в них Серп на Ди, Вез на Пр, Пр на Эп и Ди на Аб.

Поле устойчивости э п и д о т а очень близко по расположению и по конфигурации к полю Ди, занимая область диаграммы с низкими и сред-

ними $\mu\text{H}_2\text{O}$ во всем интервале значений μCaO для Эп и почти во всем — для Ди. При низких μCaO с возрастанием $\mu\text{H}_2\text{O}$ Ди разлагается заметно раньше Эп. В условиях средних и высоких значений μCaO Ди разлагается при возрастании $\mu\text{H}_2\text{O}$ несколько раньше Эп, и, наконец, в условиях наиболее высоких μCaO Эп разлагается несколько раньше, чем Ди, и оба они раньше граната.

При возрастании $\mu\text{H}_2\text{O}$ в условиях снижения μCaO Эп последовательно разлагается на следующие тройные ассоциации: Аб, Мг, Хл; Хл, Мг, Амф; Пр, Мг, Хл; Мг, Хл, Вез. В этих ассоциациях последовательно сменяются Аб → Амф → Пр → Вез.

В этих же условиях диоксида разлагается на следующие тройные ассоциации: Аб, Мг, Серп; Пр, Серп, Мг; Вез, Мг, Серп; Гр, Вез, Серп с последовательной сменой в них пар Аб, Мг → Пр, Мг → Вез, Мг → Гр, Вез и отдельных минералов Аб → Пр → Вез и Мг → Гр.

Поле устойчивости зеленой роговой обманки (Амф) охватывает область диаграммы с низкими и средними μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$, образуя замкнутый восьмиугольник, выклинивающийся в сторону как самых малых, так и высоких μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$. В верхней части поля Амф при возрастании μCaO в порядке от меньших к большим $\mu\text{H}_2\text{O}$ Амф замещается следующими тройными ассоциациями: Эп, Аб, Мг; Аб, Ди, Эп; Эп, Ди, Пр; Ди, Пр, Мг; Мг, Пр, Аб; Пр, Серп, Мг с последовательной сменой в них Мг → Ди; Аб → Пр; Эп → Мг; Ди → Аб; и Аб → Серп. В нижней части поля Амф с понижением μCaO в порядке повышения $\mu\text{H}_2\text{O}$ Амф разлагается на тройные ассоциации: Аб, Мг, Хл; Аб, Хл, Серп и Пр, Хл, Серп с последовательной сменой в них Мг на Серп и Аб на Пр. Поле устойчивости Амф целиком находится за пределами поля Гр, не достигая необходимых для образования Гр значений μCaO . Поля устойчивости Ди и Эп частично перекрывают поле Гр, причем при высоких μCaO и средних значениях $\mu\text{H}_2\text{O}$ Гр оказывается все еще устойчивым за пределами полей Ди и Эп.

В условиях малых μCaO за пределами поля Гр все еще устойчивы Ди и Эп. Поле Амф частично перекрывается полями Ди и Эп, а в условиях малых и средних μCaO и средних $\mu\text{H}_2\text{O}$ Амф все еще устойчив, когда Ди и Эп уже не устойчивы. Больше того, очень узкое пространство поля Амф (поля 74, 73, 75) частично накладывается даже на поле устойчивости низкотемпературного бинарного парагенезиса Хл, Серп.

Рассмотрим также ряд полей устойчивости бинарных парагенезисов.

Поле парагенезиса албита, магнетита занимает левый нижний угол диаграммы с малыми и средними μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$. В направлении увеличения $\mu\text{H}_2\text{O}$ при возрастании μCaO ассоциация последовательно замещается следующими бинарными парагенезисами: Ди, Гр; Ди, Эп; Ди, Амф; Ди, Пр; Пр, Серп; Серп, Амф; Хл, Серп, причем внутри них последовательно замещаются Гр на Эп, Эп на Амф, Амф на Пр, Ди на Серп, Пр на Амф, Амф на Хл. Значительная часть поля перекрывается полями устойчивости Амф, Эп и меньше Ди. Без них ассоциация Аб, Мг устойчива в условиях малых μCaO и средних $\mu\text{H}_2\text{O}$.

Поле парагенезиса везувiana, граната почти совпадает с полем устойчивости Гр, имея несколько большие μCaO при малых и средних $\mu\text{H}_2\text{O}$. В порядке возрастания $\mu\text{H}_2\text{O}$ при снижении μCaO ассоциация последовательно разлагается на бинарные ассоциации Аб, Эп; Эп, Ди; Ди, Пр, внутри которых происходит последовательная замена Аб на Ди и Эп на Пр.

Поле парагенезиса диоксида, эпидота имеет вид небольшого замкнутого шестиугольника со средними значениями μCaO и малыми $\mu\text{H}_2\text{O}$ внутри полей устойчивости Эп и Ди. В верхней части поля в порядке увеличения $\mu\text{H}_2\text{O}$ при нарастании μCaO за счет ассоциации Ди, Эп последовательно возникают ассоциации Аб, Гр; Гр, Вез; Гр, Пр с последовательным замещением Аб на Вез, Вез на Пр (Аб → Вез → Пр).

В нижней части поля уже при снижении μCaO последовательно появляются ассоциации Аб, Мг; Мг, Амф; Пр, Мг с последовательным замещением внутри ассоциаций Аб \rightarrow Амф \rightarrow Пр.

Поле парагенезиса диоксида, везувiana занимает левую верхнюю часть диаграммы со средними и высокими μCaO , малыми и средними $\mu\text{H}_2\text{O}$. В порядке нарастания $\mu\text{H}_2\text{O}$ при снижении μCaO за счет ассоциации Ди, Вез последовательно возникают бинарные ассоциации Аб, Гр; Аб, Эп; Аб, Пр; Пр, Серп с замещением внутри ассоциаций Гр на Эп, Эп на Пр и Аб на Серп. В большей части поля устойчивы Гр и Эп. При средних μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$ в пределах поля Ди, Вез уже не устойчив.

Поле парагенезиса пренита, клинопироксена имеет вид семиугольника, располагающегося в центральной части диаграммы со средними μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$. Справа оно ограничивается лучом разложения Ди на Пр, Серп, Мг. В верхней части поля ассоциация Пр, Ди при повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ и увеличении μCaO последовательно разлагается на бинарные ассоциации Эп, Вез; Гр, Вез; Вез, Мг с замещением внутри ассоциаций Эп \rightarrow Гр \rightarrow Мг. В нижней части поля уже с понижением μCaO наблюдается последовательная смена ассоциаций Эп, Аб; Аб, Амф; Аб, Мг с замещением внутри ассоциаций Эп \rightarrow Амф \rightarrow Мг. Поле в малой мере перекрывается полями Гр и Амф.

Поле парагенезиса магнетита, пренита представлено обширным семиугольным участком в средней части диаграммы, вытянутым в общем направлении развития диаграммы по диагонали слева снизу вправо вверх относительно осей координат. В верхней части поля в направлении увеличения $\mu\text{H}_2\text{O}$ при увеличении μCaO ассоциация Мг, Пр последовательно замещается бинарными ассоциациями Эп, Ди; Гр, Эп; Вез, Эп; Хл, Вез с последовательным замещением внутри этих ассоциаций Ди \rightarrow Гр \rightarrow Вез; Эп \rightarrow Хл. В нижней части поля при понижении μCaO соответственно наблюдается смена Эп, Амф; Хл, Амф и Хл, Серп с замещением внутри ассоциаций Эп \rightarrow Хл и Амф \rightarrow Серп. В левой половине поля устойчив Эп. Там же, но несколько на меньшей площади устойчив Ди. В полосе по левому краю поля устойчив Гр. В узкой полосе нижней части поля устойчив Амф. Нижняя часть поля перекрывается полями устойчивости Аб, Мг и Аб, Пр, а верхняя — полем Вез, Мг.

Поле парагенезиса эпидота, везувiana занимает область диаграммы со средними и высокими μCaO и низкими до средних $\mu\text{H}_2\text{O}$. При крайних высоких μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$ поле ограничено лучом разложения Эп на ассоциацию Вез, Мг, Хл. В направлении повышения $\mu\text{H}_2\text{O}$ при понижении μCaO ассоциация Эп, Вез последовательно сменяется бинарными ассоциациями Аб, Пр; Пр, Ди; Пр, Гр; Пр, Мг с замещением внутри ассоциаций Аб \rightarrow Ди \rightarrow Гр \rightarrow Мг. Поле находится почти целиком в области устойчивости Гр, и лишь при наименьших для него μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$ здесь становится устойчивой ассоциация Аб, Мг, а при повышении μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$ также Вез, Мг и Вез, Серп.

Поле парагенезиса альбита, пренита занимает всю нижнюю половину диаграммы (малые и средние μCaO во всем диапазоне $\mu\text{H}_2\text{O}$). С повышением $\mu\text{H}_2\text{O}$ при повышении μCaO ассоциация Аб, Пр последовательно замещается бинарными ассоциациями Эп, Вез; Ди, Вез; Вез, Серп с замещением Эп \rightarrow Ди \rightarrow Серп. Благодаря наложению полей совместно с Аб и Пр могут быть устойчивы все минералы диаграммы, количество которых резко уменьшается при возрастании $\mu\text{H}_2\text{O}$.

Поле парагенезиса везувiana, серпентина занимает область диаграммы с максимальными μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$. При снижении μCaO ассоциация последовательно замещается ассоциациями Ди, Аб; Аб, Пр, где Ди сменяется Пр.

Поле парагенезиса везувiana, магнетита занимает всю верхнюю часть диаграммы, выклиниваясь в сторону высоких $\mu\text{H}_2\text{O}$. В этом направлении с понижением μCaO ассоциация Вез, Мг последо-

вательно замещается бинарными ассоциациями Эп, Гр; Гр, Пр; Ди, Пр; Серп, Пр; Серп, Хл, причем внутри ассоциаций последовательно замещаются Эп на Пр, Гр на Ди, Ди на Серп и Пр на Хл. Поле в значительной степени перекрывает поля устойчивости Гр, Ди, Эп, нигде не перекрывая поля устойчивости Амф; Аб, Мг; Аб, Пр; Хл, Серп и т. д.

Обширное поле парагенезиса *прениита*, *серпентина* занимает среднюю и правую часть диаграммы, выклиниваясь в сторону средних $\mu\text{H}_2\text{O}$ и расширяясь в сторону низких $\mu\text{H}_2\text{O}$. В верхней части поля в направлении повышения $\mu\text{H}_2\text{O}$ при увеличении μCaO происходит последовательное замещение ассоциации Пр, Серп на бинарные ассоциации Аб, Ди; Дп, Вез; Вез, Мг; Вез, Хл со сменой от ассоциации к ассоциации Аб на Вез, Ди на Мг, Мг на Хл. В нижней части диаграммы с понижением μCaO Аб, Пр сменяется соответственно ассоциациями Аб, Мг; Аб, Амф; Аб, Хл с последовательным замещением Мг→Амф→Хл.

В части поля со средними значениями μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$ устойчивы Ди и Эп. За пределами их устойчивости (в нижней левой части поля) устойчив Амф. Часть поля с наибольшими $\mu\text{H}_2\text{O}$ перекрывается полем Хл, Серп. В нижней части поля устойчива ассоциация Аб, Пр, в верхней — Вез, Серп, в левой половине — Пр, Мг.

Поле парагенезиса *альбита*, *хлорита* занимает часть диаграммы с низкими μCaO , выклиниваясь в сторону как низких, так и высоких значений $\mu\text{H}_2\text{O}$. С возрастанием $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μCaO наблюдается последовательная смена бинарных ассоциаций Эп, Пр; Пр, Амф; Пр, Серп и заменой Эп→Амф→Серп. В пределах поля в этом направлении последовательно становятся неустойчивыми Ди; Эп; Амф и Аб, Мг. В правой части поля устойчива ассоциация Хл, Серп.

Поле парагенезиса *хлорита*, *серпентина* занимает всю часть диаграммы с высокими $\mu\text{H}_2\text{O}$, выклиниваясь в сторону высоких μCaO . С возрастанием $\mu\text{H}_2\text{O}$ и μCaO за счет ассоциаций Хл, Серп наблюдается последовательная смена ассоциаций Пр, Амф и Пр, Серп с заменой Амф на Серп.

Поле парагенезиса *везувiana*, *хлорита* занимает части диаграммы с высокими μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$. С возрастанием $\mu\text{H}_2\text{O}$ и снижением μCaO следующие бинарные ассоциации сменяют друг друга: Эп, Пр; Хл, Пр и Вез, Хл с заменой Эп на Хл и Пр на Вез. В пределах поля последовательно становятся неустойчивыми Ди и Эп. В части поля с максимальными $\mu\text{H}_2\text{O}$ становится устойчивой ассоциация Хл, Серп.

Анализ мультисистемы $\mu\text{CaO}-\mu\text{MgO}$

В отличие от диаграмм $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 54) и $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 56), где средне- и низкотемпературные части увязываются в единую систему, в случае $\mu\text{CaO}-\mu\text{MgO}$ (рис. 58) и $\mu\text{MgO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ * упомянутые части не увязываются и дают две обособленные частные диаграммы — для средне- и низкотемпературных областей. Отличается и компоновка узлов в соответствующих областях по сравнению с диаграммами $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ и $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$.

Диаграмма $\mu\text{CaO}-\mu\text{MgO}$ для среднетемпературной области (см. рис. 58, а) отличается от упомянутых диаграмм сочетанием с узлами [Пр] и [Мг] уже не [Аб], а [Амф] узла. Полей устойчивости отдельных минералов, кроме Амф, на ней не проявляется.

Поле устойчивости *зеленой роговой обманки* занимает область с высокими и средними μMgO в широком диапазоне μCaO , выклиниваясь в сторону самых высоких μCaO . В этом направлении с уменьшением μMgO Амф последовательно разлагается на тройные ассоциации Эп, Аб, Мг и Эп, Дп, Пр.

* Диаграммы $\mu\text{MgO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ также построены, но здесь не приводятся.

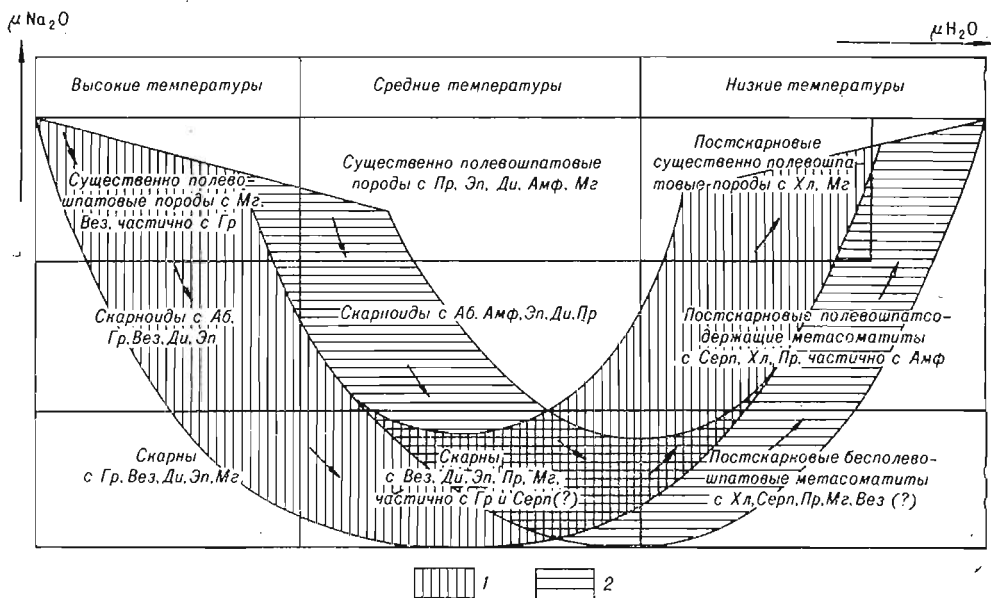


Рис. 59. Схема расположения основных формаций метасоматитов Талиха (за исключением магнезиальных скарнов) и эволюции метасоматизирующих растворов в координатах $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$.

1 — более прогретые породы (в основном интрузивные); 2 — менее прогретые породы (в основном вмещающие).

Поле устойчивости пары а л ь б и т а, м а г н е т и т а располагается в области малых и средних μCaO . В направлении общего снижения μCaO и возрастания μMgO ассоциация Аб, Мг последовательно замещается ассоциациями Пр, Серп; Хл, Серп (со сменой Пр→Хл внутри ассоциаций). Поле устойчивости парагенезиса п р е н и т а, м а г н е т и т а занимает левую верхнюю часть диаграммы, выклиниваясь в сторону высоких μCaO и выклиниваясь в сторону низких μMgO . С возрастанием μCaO и μMgO пара Пр, Мг последовательно замещается ассоциациями Аб, Хл и Хл, Серп (с заменой Аб→Серп внутри ассоциаций).

Поле устойчивости пары п р е н и т а, с е р п е н т и н а занимает правую верхнюю часть диаграммы (см. рис. 58, б) выклиниваясь в сторону низких μMgO . С возрастанием μMgO при понижении μCaO пара Пр, Серп последовательно замещается парами Аб, Мг и Аб, Хл (с заменой Мг→Хл внутри ассоциаций).

Поле устойчивости парагенезиса а л ь б и т а, х л о р и т а занимает правый нижний угол диаграммы, выклиниваясь с понижением μMgO . С увеличением μCaO и μMgO ассоциация последовательно замещается парами: Пр, Мг и Пр, Серп (со сменой Мг→Серп внутри ассоциаций).

Поле устойчивости парагенезиса х л о р и т а, с е р п е н т и н а занимает крайнюю правую часть диаграммы, выклиниваясь в сторону высоких μCaO . В порядке общего возрастания μCaO с понижением μMgO ассоциация последовательно замещается парами Аб, Мг и Пр, Мг (с заменой внутри ассоциаций Аб→Пр).

Рассмотрев диаграмму $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 54) и реальные взаимоотношения между формациями метасоматитов Талиха, предлагаем обобщающую схему (рис. 59) расположения формаций метасоматитов (за исключением магнезиальных скарнов) и эволюции метасоматизирующих растворов в системе координат $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$. Метасоматиты в каждой из температурных областей в порядке понижения $\mu\text{Na}_2\text{O}$ распадаются на сходные формации по признаку присутствия

существенно полевошпатовых пород с рудным (Mg) минералом, полевошпатсодержащих пород и бесполевошпатовых пород с рудным (Mg) минералом.

Диаграмма $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ в значительной мере повторяет особенности диаграммы $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$. В то же время можно видеть (см. рис. 56), что ось $\mu\text{H}_2\text{O}$ и ось $T^{\text{с}}$ не параллельны, а находятся под достаточно большим углом ($\sim 45^\circ$) друг к другу. Это обстоятельство вытекает из общей вытянутости рисунка диаграммы, в том числе и «маркировочных» линий разложения Эп и Ди, по диагонали по отношению к осям координат. По мере возрастания μCaO и $\mu\text{H}_2\text{O}$ существенно полевошпатовые минеральные ассоциации, существующие в пределах поля устойчивости бинарной ассоциации Аб, Mg, сменяются полевошпатсодержащими и далее бесполевошпатовыми минеральными ассоциациями, занимающими обширные участки верхней части диаграммы. Характерно, что поле существенно полевошпатовых ассоциаций на диаграмме окаймляется полосой полевошпатсодержащих, а крайняя периферическая широкая полоса уже представлена бесполевошпатовыми ассоциациями.

По этому признаку в **высокотемпературной области** выделяются следующие метасоматические формации (которые и были положены в основу описания метасоматитов в гл. X):

1) существенно полевошпатовые породы с рудным минералом (Mg). Частным, хотя и распространенным случаем их могут быть «альбититы», а также метасоматиты типа лейкократового габбро. В небольших количествах могут быть представлены Ди, Би, бурая P. O., Gr, Вез, Эп;

2) скарноиды с сопоставимыми количествами Gr, Вез, Дп, Эп и полевого шпата (Аб);

3) скарны с Gr, Вез, Ди, Эп, Mg (без Аб).

В **среднетемпературной области** соответственно выделяются:

1) существенно полевошпатовые породы с Пр, Эп, Ди, Амф и Mg;

2) скарноиды с Амф, Эп, Дп, Пр и сопоставимыми количествами Аб;

3) скарны с Вез, Ди, Пр, Mg, частично Gr и Серп (?).

В **низкотемпературной области** выделяются:

1) постскарновые существенно полевошпатовые породы с Хл и Mg. Частный случай их — адинолы и спилзиты;

2) постскарновые полевошпатсодержащие метасоматиты с Амф и Серп;

3) постскарновые бесполевошпатовые метасоматиты с Серп, Хл, Пр, Mg.

Направление эволюции метасоматизирующих растворов вытекает из наблюдаемых взаимоотношений между указанными формациями метасоматитов.

Существенно полевошпатовые породы отличаются от полевошпатсодержащих резким преобладанием полевошпатовой части над темноцветной. Причина этого в том, что выше границы устойчивости полевого шпата с рудным минералом многие темноцветные минералы, реагируя между собой, образуют полевошпатовый компонент с выделением железа в виде рудного минерала. Ниже этой границы процесс обратный с постепенным замещением полевошпатовой части при реакции ее с рудным минералом и образованием темноцветных минералов. Между указанными формациями метасоматитов для высоко- и среднетемпературных областей по мере понижения температур совершается переход от существенно полевошпатовых пород через околосокарновые (скарноиды) к скарнам. О дальнейшей эволюции растворов можно судить, наблюдая развитие по скарнам всей гаммы низкотемпературных формаций метасоматитов, из которых существенно полевошпатовые метасоматиты (типа адинол и спилзитов), наряду с полевошпатсодержащими пренит-хлорит-серпентиновыми метасоматитами, являются наиболее поздними.

Учитывая тот факт, что реально наблюдаемые парагенезисы покрывают почти всю площадь диаграмм (звездочки около нумерации полей на рис. 54, 56) без образования какой-либо полосы, приходится считать, что часть высоко- и среднетемпературных метасоматических формаций возникла одновременно соответственно в более (в основном в интрузивных) и менее (в основном во вмещающих) прогретых породах.

Представление о температурах возникновения некоторых парагенезисов в метасоматитах Талнаха дает табл. 69, составленная по данным Е. Н. Булгаковой по гомогенизации включений минералообразующей среды в метасоматических минералах. Эта же таблица дает возможность судить об общем температурном интервале возникновения метасоматитов месторождения Талнах, а также составить представление об абсолютном значении температурных интервалов, выделенных нами, высоко-, средне- и низкотемпературной стадий метасоматического процесса.

На схеме (см. рис. 59) для условий разного прогрева (соответственно к удалению от интрузии) введена различная штриховка. Как можно видеть, для обеих полос с падением температуры (возрастанием $\mu\text{H}_2\text{O}$) имеет место первоначально снижение, а затем с переходом к низким температурам — возрастание $\mu\text{Na}_2\text{O}$. Таким образом, четко фиксируется общая тенденция эволюции растворов с минимумом $\mu\text{Na}_2\text{O}$, падающим на среднетемпературную область.

Поскольку активность щелочей в растворах падает с увеличением кислотности последних, полученная картина может быть объяснена с позиций представлений Д. С. Коржинского (1953₁, 1956₁, 1957₁, 1962) о стадийности постмагматического процесса, кислотной волне в процессе фильтрации и

Таблица 69

Температуры возникновения некоторых парагенезисов по результатам гомогенизации включений в метасоматических минералах (по данным Е. Н. Булгаковой)

Стадия метасоматического процесса	Парагенезис	Результаты гомогенизации		Полл диаграммы	
		температура, °С	минерал, содержащий включения	$\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ (рис. 54)	$\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ (рис. 56)
Высокотемпературная	Начальная	780—820	Клинопроксен Гранат	За пределами этих диаграмм (см. диаграммы — Золотухин, 1964, 1965)	
	Конечная	715—720	Везуица	1, 63, 65	27, 33—38, 45, 50, 52, 87, 88
Среднетемпературная	Дл, ЭП, Пр	590—600	Клинопроксен	21, 60, 62	22—24
	Вез, Дл, Пр	550	В ассоциирующем ангидрите	58, 60, 62, 64	24, 28, 31, 32, 39, 40
Низкотемпературная	Гр, Дл, Пр	550		64	28—30, 32, 39
	Вез, Гр, Пр	550		63, 65	27, 33, 38
	Аб, Вез	120	Везуица	54(?)	59(?)

кислотно-щелочной эволюции растворов, а также о кислотно-основном взаимодействии растворов и пород, вовлекаемых в метасоматоз.

В то же время, используя данные о взаимоотношениях и последовательности образования разных типов метасоматитов, обнаруживаем определенную эволюцию режима в метасоматизирующих растворах не только Na_2O , но и CaO . Активность CaO в растворах зависит от кислотно-щелочной эволюции последних. По мере падения температуры и перехода от высокотемпературных существенно полевошпатowych и полевошпатсодержащих к бесполевошпатовым метасоматитам, судя по диаграмме, закономерно возрастает μCaO , а затем также закономерно понижается при образовании средне- и низкотемпературных полевошпатсодержащих и существенно полевошпатовых метасоматитов. Таким образом, волна кислотности в метасоматизирующих растворах (Коржинский, 1953₁) в данном случае фиксируется и в закономерном изменении μCaO .

Попытка рассмотреть картину эволюции μMgO путем построения диаграмм $\mu\text{MgO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ и $\mu\text{MgO}-\mu\text{CaO}$ (рис. 58) не увенчалась успехом, так как низко-, средне- и высокотемпературные фрагменты для них не связываются в единую мультисистему. Пока не совсем ясно, чем это вызвано. Мы склоняемся к мысли, что здесь влияет меньшая относительная подвижность MgO в процессе по сравнению с Na_2O и CaO . Тем не менее, судя по фрагментам, активность MgO , подобно CaO , с падением температуры растворов сначала возрастает (с образованием полевошпатсодержащих и бесполевошпатовых ассоциаций), а затем понижается (с образованием низкотемпературных существенно полевошпатовых метасоматитов).

При рассмотрении диаграмм становится ясным, что принцип кислотности — щелочности постмагматических растворов, положенный в основу общей классификации метасоматитов, связанных с траппами северо-запада Сибирской платформы (Виленский и др., 1964), правильный и требуются лишь отдельные уточнения в отношении той или иной метасоматической формации к той или иной стадии процесса. Находят свое место в этом процессе и рудные метасоматиты.

Как уже отмечалось А. М. Виленским и др. (1964), в зависимости от изменения химизма рудоносных растворов, о которых шла речь выше, процесс возникновения медно-никелевых руд в трапповых интрузивах соответственно «может быть разделен на следующие три периода:

1. Ранний щелочной период (образование вкрапленных руд магматического типа в интрузивных породах).

2. Кислотный период (образование вкрапленно-прожилковых и жильных руд постмагматического типа, преимущественно в зоне экзоконтакта).

3. Поздний щелочной период (образование вкрапленно-прожилковых руд в зонах нарушений)».

Здесь можно заметить только, что авторы (Виленский, и др., 1964), по-видимому, напрасно противопоставляют раннещелочную стадию (стр. 225), в которую происходит (по их мнению) образование «сингенетичных вкрапленных медно-никелевых руд», остальным стадиям постмагматического процесса. Каждая из них характеризуется своими условиями, не повторяет любую стадию и является лишь частью общего постмагматического процесса. Перенос растворами в условиях достаточно высоких температур таких рудных компонентов, как железо, никель, медь, кобальт, титан, хром, мыслится нами в виде растворимых комплексных соединений (для железа, например, имеющих состав $\text{Na}[\text{FeF}_3]$, $\text{Na}_2[\text{FeF}_4]$ и т. д.) (Денискина, Калинин, 1966). По-видимому, возможны аналогичные комплексные соединения не только фторидов, но и хлоридов и с участием не только натрия, но и калия. В пользу участия щелочей и фтора в рудном процессе говорит широкое развитие сопровождающих руды минералов — альбита, ортоклаза, анортклаза, фтор-апатита. Упомяну-

тые комплексные фториды, как и комплексные соединения вообще, обычно являются непрочными соединениями и, как известно, могут существовать лишь в определенных интервалах температуры и щелочности, разрушаясь в процессе эволюции минералообразующих растворов с осаждением труднорастворимых рудных минералов.

2. Общие вопросы генезиса метаморфических и метасоматических образований

Особенности генезиса метаморфических и метасоматических образований Талнаха нельзя рассматривать отдельно от особенностей возникновения и становления самой Талнахской интрузии. Внедрение исходного расплава, его состав, масса, температура и гидростатическое давление, реакционные и ассимиляционные возможности, дифференциация в камере интрузии и формирование этой камеры, кристаллизация и окончательное становление интрузива как геологического тела — все это имеет непосредственное отношение к теме изучаемого вопроса и обсуждалось в предыдущих разделах.

В процессе внедрения и становления интрузивных ветвей начинает формироваться ореол контактово-метаморфических пород, мощность которого определяется массой интрузирующей магмы в том или ином участке и ее температурой и в среднем не превышает десятка или первых десятков метров. Дифференцированное строение интрузив указывает на прошедший процесс внутрикамерной дифференциации. В процессе дифференциации и кристаллизации магмы достигается предел насыщения ее летучими компонентами и начинается отделение летучих.

Как показано было ранее, в силу высокой механической активности магмы, а также внешних воздействий на нее со стороны рамы головные, ранее затвердевающие раскаленные части интрузии должны двигаться в твердом виде, и вдоль приконтактовых срывов в них устремляются концентрированные струи летучих из еще кристаллизующихся хвостовых частей ветвей. Это обстоятельство приводит к расплавлению частей интрузии, прилегающих к этим расколам и вновь образовавшаяся вторичная магма является резервуаром и проводником флюидов магмы, некоторым их концентратором, который не дает им полностью рассеиваться в окружающем пространстве, а заставляет проходить вдоль формирующейся интрузии, обуславливая переработку отвердевшего, но еще раскаленного интрузива и осадочных пород вдоль ослабленных зон. Раскристаллизация такой вторичной магмы приводит к образованию основных пегматоидов — такситовых габбро-долеритов и габбро.

Ряд генетически родственных пород — такситовые габбро-долериты, габбро и псевдотахилиты — можно считать продуктами ультраавтометаморфизма. Более низкотемпературные метасоматические образования в интрузии представляют собой результат автоматасоматоза. С одной стороны, это реакционные минералы, возникающие в породах интрузии, и ассоциирующие с ними сульфиды и магнетит (титаномагнетит) в рассеянном виде. По-видимому, здесь имеет место инфильтрационный, осложненный диффузией автоматасоматоз. С другой стороны, это существенно полевошпатовые породы, скарны и постскарновые метасоматиты в концентрированном виде, в образовании которых уже, очевидно, преобладает инфильтрационный тип автоматасоматоза.

Во вмещающих породах на стадии образования такситовых пород и псевдотахилитов продолжается образование роговиков, на которые затем накладываются метасоматические новообразования высоко-, средне- и низкотемпературного этапов. По аналогии с автоматасоматическими новообразованиями в интрузии в наиболее ранний высокотемпературный этап, в зависимости от характера замещаемых пород вмещающей толщи, возникает ореол либо высокотемпературных существенно полевошпато-

вых пород («альбититов»), либо существенно пироксеновых магнезиальных метасоматитов (см. табл. 65). Площадное их распространение, по-видимому, связано с высокотемпературным их характером, облегчающим проницаемость растворов вдоль пор и мельчайших трещин в исходных породах. На эти образования вдоль наиболее проницаемых направлений затем накладываются новообразования скарнового этапа. Более ранние по отношению к скарнам породы играют, по-видимому, роль околоскарновых образований.

В пределах скарнового этапа, судя по явлениям замещения более магнезиальных образований (существенно пироксенового состава) менее магнезиальными и существенно кальциевыми (существенно гранатовыми и везувиановыми), имеет место эволюция растворов от магнезиальных к более кальциевым по составу. Затем следует основной этап рудного метасоматоза, когда рудные минералы явно замещают силикатные минералы скарнов. Этот этап, по-видимому, достаточно растянут во времени (в температурном спектре), и выделение рудной вкрапленности начинается в высокотемпературный этап первоначально как осажденных минералов и затем как реакционных (Золотухин, 1964₁). Достаточно мощные тела сплошных сульфидных руд образуются, по-видимому, главным образом путем реакционного замещения первоначально силикатных пород в основной этап рудного метасоматоза, а затем и более ранних сульфидов — более поздними. При этом наиболее высокотемпературной следует считать стадию выделения троилита и гексагонального пирротина, несколько менее высокотемпературной — стадию выделения основной массы пентландита, затем кубанита, кубического и тетрагонального халькопирита и моноклинного пирротина. Несколько позже развиваются пирит, миллерит и другие, еще более низкотемпературные, но и наиболее богатые серой, сульфиды (Золотухин и др., 1966).

На первый взгляд, такие представления противоречат данным Арнольда (Arnold, 1962), Е. Н. Елизеева (1959) и некоторых других исследователей о том, что именно наиболее сернистые пирротиты должны образовываться при наиболее высоких температурах, а с падением температуры такие пирротиты сменяются менее сернистыми. Однако при более широком подходе, учитывающем эволюцию составов рудоносных растворов во всем интервале смены рудных парагенезисов от магнетит+пирротин через пирротин к пирротин+пирит, легко можно заметить, что решающую роль здесь играет парциальное давление серы (см. состав шихты на рис. 53,2 в экспериментах Ю. Н. Удодова, 1969), с парастаением которого увеличивается сернистость пирротина в гораздо больших масштабах, чем ее может обеспечить лишь температурный фактор (см. расстояние между изотермами на рис. 53,2). Отсюда следует, что основная тенденция в увеличении сернистости пирротитов (во всяком случае, гидротермальных) определяется именно нарастанием парциального давления серы с падением температуры (пунктир 1 на рис. 53,2), а не наоборот (пунктир 2 на рис. 53,2), поскольку в природных парагенезисах в нашем случае имеет место последовательность смены магнетитсодержащих пиритсодержащими по мере падения температуры.

Отдельно следует остановиться на взаимоотношениях магнетита и пирротина. Факты разъедания и частичного замещения кристаллов магнетита (и титаномагнетита) пирротинном известны в норильских рудоносных интрузиях. В то же время описаны случаи и несомненного сосуществования крупных кристаллов магнетита и пирротина (Генкин, 1949). Известен здесь и магнетит, явно более поздний, чем пирротин, возникающий в связи с массовой серпентинизацией оливинсодержащих интрузивных пород и с поздним окислением сульфидов. Большой интерес представляют также многочисленные находки мелкозернистых скоплений магнетита в сплошных рудах в пределах Талвахского интрузива и в такситовых габбро-долеритах интрузии Норильск-1. Можно видеть,

что есть все переходы от частично замещенных магнетитом реликтов габбро-долеритов до полного замещения магнетитом. Сульфиды облекают и корродируют эти скопления (табл. XXIII, 5), причем в контактовой их полосе появляются крупные кристаллы магнетита, часто располагающиеся в сульфидах на некотором удалении от контакта. Совершенно очевидно, что здесь имела место сборная перекристаллизация магнетита. Магнетит (и титаномагнетит) этой генерации возникает несколько раньше образования пирротина и какое-то время находится в равновесии с ним. Мелкозернистый магнетит из центральных частей реликтов породы среди сплошных сульфидов, по-видимому, представляет передовой фронт замещения силикатов рудным минералом — сначала вкрапленным, затем сплошным. При этом на зону магнетитового состава напоздает зона сульфидов. Процесс такого замещения можно представить только с помощью первоначального привноса железа. Дальнейшее постепенное увеличение в растворах парциального давления серы и последовательное возрастание в них концентраций никеля и меди приводит к возникновению густовкрапленных и сплошных сульфидов с участием или без участия магнетитов.

Характерно, что среди сплошных руд могут наблюдаться относительно крупные кристаллы ферриавгита, плагиоклаза, граната. В сплошных сульфидах, возникающих за счет замещения вмещающих песчанков на месторождении Норильск-1, иногда наблюдаются реликты кварцальбитового и плагиоклаз-пироксенового состава. В коллекции шлифов В. М. Изютко по интрузии Норильск-1 нами были обнаружены среди сплошных сульфидов вытянутые и иглочатые кристаллы фаялита, а также оригинальные плагиоклаз-фаялитовые метасоматиты, которые описаны отдельно (Золотухин, 1971₁). Упомянутые образования среди сплошных сульфидных руд, несомненно, представляют собой реликты метасоматических зон (табл. XXIII, 6) соответствующего состава.

Среди рудных альбититов в экзоконтакте Талнахского интрузива, кроме того, наблюдается полосчатое расположение пылевидной вкрапленности магнетита, кое-где частично или даже полностью замещающегося сульфидами. Отдельные полосы с густой вкрапленностью уже представляют собой сплошные руды с мелкими вкраплениями хлоритизированного биотита. Прожилки относительно крупнозернистых безрудных альбититов четко секут полосчатость в рудных альбититах (см. табл. XIX, 2). Этими поздними альбититами, если не считать новообразований кальцита, ангидрита, пренита, заканчивается метасоматическое преобразование терригенных пород. Наиболее поздними новообразованиями во вмещающих породах магнезиального состава являются хлорит-серпентиновые метасоматиты с кальцитом, пренитом и ангидритом. Подобные же метасоматиты в этом этапе возникают и по породам самой интрузии и sillам долеритов во вмещающей толще. Как правило, эти низкотемпературные образования накладываются на метасоматиты более высокотемпературных стадий и в их составе содержатся реликты более высокотемпературных минералов (гранат, везувиац, клинопироксены и т. д.).

Оценивая всю совокупность проявившихся метасоматитов как в интрузии, так и во вмещающих породах (см. табл. 65) можно видеть черты определенного сходства в последовательности возникновения и составе метасоматитов там и здесь. Мы считаем, что это сходство обуславливается химической эволюцией метасоматизирующих растворов с падением температуры и прежде всего эволюцией их кислотности — щелочности согласно представлениям Д. С. Коржинского (1953₁, 1957₁, 1962), теоретические построения которого в данном конкретном случае находят новое подтверждение.

За это говорит и факт наиболее интенсивного проявления метасоматитов как во вмещающих породах, так и в самой интрузии при контактировании последней с ангидритовой толщей среднего девона. До-

полнительное количество кислотного компонента в виде SO_3 или $[\text{SO}_4]^{-2}$, попадающего в растворы из этой толщи, способствуют, по-видимому, как это уже отмечала В. В. Юдина (1968), более яркому, чем обычно в среде основных пород, выражению кислотной стадии постмагматических растворов и связыванию этой серы не только в виде гипогенного ангидрита, но в восстановительной обстановке и в виде сульфидов. Естественно, что и состав вмещающих пород в результате кислотно-основного взаимодействия с растворами (Коржинский, 1956₁, 1957₁, 1962) играет свою роль, активизируя одни компоненты растворов и подавляя активность других. Очевидно, в значительной степени этим и вызваны отличия метасоматитов, возникающих по различным вмещающим породам на фоне черт общего принципиального сходства. Можно предполагать, что раннещелочная стадия, которая в других породах проявляется в образовании существенно полевошпатовых пород, в магнезиальных проявляется лишь в образовании флогопита. В скарновый Mg—Ca этап везде возникают существенно пироксеновые новообразования, но в магнезиальных породах начало этого этапа — собственно магнезиальный метасоматоз — выражено значительно резче, что приводит к возникновению магнезиальных метасоматитов.

Как уже отмечалось в литературе (Калинина, 1966_{1,2} 1969), при скарнировании известняков последовательность образования пироксен → гранат может быть объяснена преобладанием активности хлористого магния над таковой хлористого кальция в гидротермальных растворах. После истощения магния на образование пироксенов начинает образовываться кальцийсодержащий гранат. Эксперименты Д. В. Калинина (1966_{1,2}, 1969) показали, что при скарнировании алюмосиликатных пород принос может ограничиваться хлоридами кальция и щелочей и возникновение скарновых парагенезисов с участием граната и пироксена может произойти при перераспределении компонентов породы под воздействием простого по составу раствора-минерализатора. Такой раствор не будет воздействовать на известняк, не считая частичного его растворения, но вызовет скарнирование рядом лежащих алюмосиликатных пород. Это довольно обычный случай чередования измененных и неизмененных пород разреза. Следует отметить лишь, что в скарнирующих растворах в нашем случае должен быть еще и магний, поскольку в противном случае скарны не могли бы развиваться по альбитам.

В то же время при наличии замещения пироксенов гранатом (а это обычный случай в описываемых метасоматитах Талнаха) следует допустить эволюцию в составе скарнирующего раствора в сторону понижения активности магния и увеличения активности кальция, связанного с нарастанием кислотности растворов. Естественно, что в растворах, попадающих в высокомагнезиальную среду, активность более сильных оснований возрастает, и то, что в них не возникают альбиты, объясняется лишь нехваткой таких инертных компонентов как SiO_2 и Al_2O_3 . С другой стороны, и стадия повышающейся кислотности будет в них выражаться слабее благодаря нейтрализующему действию на растворы со стороны самих пород. Усилить проявление кислотной стадии здесь может лишь анион $[\text{SO}_4]^{-2}$, переходящий в растворы из прослоев ангидрита. Фиксируются четкие случаи замещения одних метасоматических ассоциаций минералов другими. Смена щелочных полевых шпатов пироксеновыми и пироксен-гранатовыми парагенезисами, в свою очередь замещающимися рудными минералами, указывает на постепенно увеличивающуюся кислотность растворов с падением температуры и усиление активности слабых оснований по схеме $\text{K} \rightarrow \text{Na} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{Cu}$. Параллельно усиливается активность сильной сероводородной кислоты и падает активность углекислоты и поликремневых кислот. Учитывая, что к образованию вторичных кварцитов кислотная стадия здесь не приводит, ее

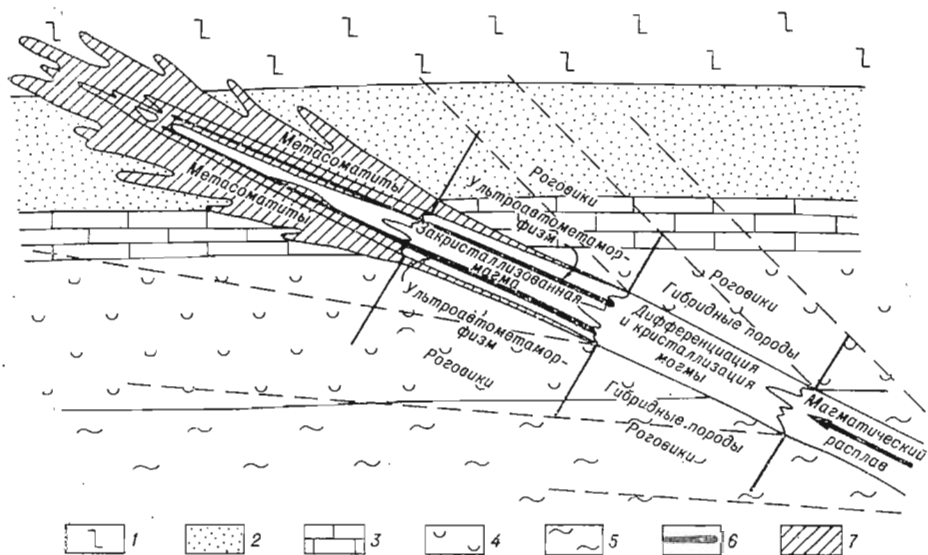


Рис. 60. Вероятная петрологическая схема возникновения метаморфических и метасоматических образований, связанных с дифференцированными рудоносными трапповыми интрузиями (на примере Талнахской).

1 — базальты (P₂—T₁); 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты тунгусской серии (C₃—P₂); 3 — известняки (D₂); 4 — мерзели, доломиты, ангидриты (D₂); 5 — аргиллиты, мерзели (D₂—); 6 — основные пегматонды, псевдотачилиты; 7 — метасоматиты. Тонкими штриховыми линиями показан фронт разрастания метасоматитов при дальнейшем внедрении и раскристаллизации магмы.

крайним выражением можно считать замещение силикатов рудными минералами, как на это указывал Д. С. Коржинский (1953₁, 1956₁, 1957₁). Пострудные метасоматические образования уже возникают в условиях нарастания активности сильных оснований по схеме Ca→Mg→(Na,K), когда ангидрит-пренит-кальцитовые новообразования сменяются хлорит-серпентиновыми и существенно альбитовыми (поздние альбититы — адинолы, силлозиты).

Таким образом, рассмотрение последовательности возникновения метасоматитов как в интрузии, так и во вмещающих ее породах приводит нас к заключению о едином источнике эволюционирующих растворов, которые сопровождают интрузирующую магму и отделяются от нее в процессе ее кристаллизации последовательно от головных частей интрузии к хвостовым. Этим объясняется изменение не только вмещающих пород, но и пород уже закристаллизовавшихся частей интрузии. В то же время источником растворов помимо воды, растворенной в магме и выделяющейся при ее кристаллизации, по-видимому, может быть также и вода, находящаяся в свободном состоянии, — типа затухающего потока трансмагматических растворов по Д. С. Коржинскому (1968, стр. 73). Отсюда следует, что для объяснения столь интенсивных метасоматических явлений, которые имеют место на Талнахе, очевидно, нужно, хотя бы частично, привлечь и глубинный источник сквозьмагматических растворов, для которых магматическая колонна, а затем и охлаждающийся интрузив будут тепловыми флюидопроводниками (Поспелов, 1963).

Как следует из всего сказанного выше, оруденение связано с метасоматически измененными породами. Последние возникают в результате закономерной эволюции метасоматизирующих растворов от щелочных к слабокислым и затем к щелочным и имеют единый источник как для автосоматитов интрузии, так и для метасоматитов во вмещающих породах. Выделение основной массы рудных минералов приурочено к кислотному этапу эволюции. Высказываемые иногда суждения (Ви-

ленский, 1967) о том, что эти метасоматиты здесь не связаны с самой интрузией, а являются палочечными более поздними образованиями, лишь приуроченными к системе разломов в данном участке, не подтверждаются.

В разных участках протяженных, постепенно погружающихся языковидных магматических тел идут практически одновременно процессы аутометасоматоза (преобразование твердых интрузивных пород), аутоультраметаморфизма (возникновение вторичной магмы, за счет которой образуются такситовые габбро-долериты, габбро и псевдотахилиты) и кристаллизации и дифференциации еще более глубоко залегающей части интрузирующего расплава. Одновременно в прилегающих вмещающих породах возникают метасоматиты и роговики — в более глубинных частях (рис. 60).

Локализация продуктов ультрааутометаморфизма и аутометасоматоза в большей мере контролируется механическими автонарушениями и синмагматической дизъюнктивной тектоникой. Приуроченность к зонам нарушений и направление потока растворов от интрузии во вмещающие породы определяют подавляющее большинство метасоматитов Талнаха как продукты инфльтрационного метасоматоза. Масштабы их проявления вообще, очевидно, зависят от степени дифференцированности, особенностей внутреннего строения интрузий (присутствие горизонтов такситов), характера вмещающих пород и нарушенности пород как рамы, так и самой интрузии.

ПРОБЛЕМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ
РУДОНОСНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

ГЛАВА XIV

О ГЕНЕЗИСЕ ТАК НАЗЫВАЕМЫХ «ЛИКВАЦИОННЫХ»
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

Теоретическая база инфильтрационно-автометасоматической гипотезы альтернативной старой ликвационной концепции, основана на работах академика Д. С. Коржинского о кислотно-основной эволюции постмагматических растворов, об инфильтрационном метасоматозе с образованием реакционных минералов, а также о кислотно-основном взаимодействии (Коржинский, 1953₁, 1955, 1956₁, 1957₁, 1960, 1965). Несмотря на явную прогрессивность этой гипотезы, тем не менее нужно признать, что старые «ликвационные» представления почти повсеместно все еще сохраняют свои позиции в объяснении генезиса конкретных месторождений этого типа (Годлевский, 1968). Одна из главных причин этого, по нашему мнению, состоит в том, что идея, сформулированная Д. С. Коржинским в общей форме, не приложена к конкретным месторождениям данного ярко выраженного генетического типа, обладающего признаками «фузивного» (Заварицкий, 1937) *, с объяснением всех их главнейших особенностей.

В этой главе мы попытались, с одной стороны, в какой-то мере восполнить этот пробел в основном на примере изучения группы норильских рудоносных интрузий, с другой — продолжить хорошую традицию периодически возвращаться к вопросам их генезиса (Котульский, 1946; Коровяков, 1948₁; Годлевский, 1959₁). Необходимо также сопоставить их в общих чертах с другими подобными объектами в СССР на базе как литературных сведений (Елисеев, и др., 1952, 1956; Елисеев, 1959; Горбунов, 1968; Чернышов и др., 1966; Буковшин, 1969; Леснов, 1971), так и собственных наблюдений, отчасти уже опубликованных (Васильев, Золотухин, 1968; Золотухин, Васильев, 1971). Следует при этом заметить, что мы пришли к инфильтрационно-автометасоматической гипотезе от фактического материала, первоначально «держа свой ум свободным в отношении существующих теорий рудообразования» (Смирнов, 1947), а не путем механического перенесения готовых теоретических построений на конкретный фактический материал. Рассмотрение представителей так называемого «ликвационного» типа в Норильском районе Сибирской платформы конкретизирует и вскрывает ряд важных особенностей, существенно дополняющих высказанные общие положения.

Как выяснилось, сульфидное оруденение, представленное в основном пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциацией минералов совместно с магнетитом, здесь генетически связано с проявлением в интрузиях специфических пород — такситовых габбро-долеритов и габбро, имеющих

* «... Определяя понятие фузивных месторождений объективными признаками, — пишет А. Н. Заварицкий, — мы можем распространить его и на колчеданные месторождения в основных породах».

все признаки основных пегматоидов (Золотухин, 1963, 1964₁). Интересно в этой связи напомнить, что А. Н. Заварицкий (1947) считал пегматиты метасоматическими образованиями, промежуточными между изверженными горными породами и рудными жилами, совершенно отрицая существование остаточного пегматитового расплава.

Как показали наши исследования, основные пегматоиды накладываются на уже закристаллизованные интрузивные породы, претерпевающие вторичное расплавление (Золотухин, 1963, 1964₁; Булгакова и др., 1967), служат коллектором летучих компонентов и далее генератором рудообразующих постмагматических растворов. Кислотно-щелочная эволюция именно этих растворов (а не вообще связанных с интрузией) приводит к образованию рудных скоплений. Таким образом, мы должны вслед за Д. С. Коржинским (1937) и В. С. Соболевым (1949) признать существование, с одной стороны, пегматитовой магмы, а с другой — метасоматических растворов, накладывающихся на продукты ее кристаллизации. Именно эти растворы, которые А. Н. Заварицкий (1947) называл пегматообразующими, по его мнению, имеют решающее значение в рудности интрузии. Примером этого положения могут быть, в частности, изученные Н. Г. Прокопцевым (1965) пегматиты в диабазах, постепенно переходящие к рудным скарпам во вмещающих и интрузивных породах. Как показывают наблюдения, оруденение (магнетитовое и сульфидное) накладывается не только на основные пегматоиды, но и на сопредельные с ними породы интрузии и экзоконтакта.

Последовательность выделения рудных фаз в значительной мере, по-видимому, определяется последовательностью разложения соединений переносчиков металлов в растворах по мере падения температуры последних и изменения их кислотности — щелочности. Исходя из частого сопровождения порильских руд околорудными альбитом, фторапатитом, фторсодержащим биотитом и везувитом (Генкин и др., 1961; Золотухин, Рябов, 1970), можно думать, что в растворах существует ряд фторкомплексных соединений, подобных ранее полученным для железа — типа $\text{Na}[\text{FeF}_3]$, $\text{Na}_2[\text{FeF}_4]$ * при гидротермальном синтезе при высоких температурах и давлениях (Денискина, Калинин, 1966).

Подобные же фторкомплексные соединения по нашей просьбе в 1968—1969 гг. были синтезированы также для хрома, никеля, кобальта и меди в лаборатории гидротермального синтеза силикатов Института геологии и геофизики СО АН СССР Н. Г. Шагохиной под руководством Д. В. Калинина. Данные соединения в виде твердых фаз были получены из пересыщенных растворов в интервале температуры 300—650° С и давлении 400—600 атм. Верхний температурный предел их устойчивости не установлен. Было выяснено, что ниже 300—350° С эти соединения неустойчивы и разлагаются с образованием растворимых фторидов и гидроокислов металлов этих комплексов.

По результатам экспериментов предварительно наметился и порядок разложения комплексов по мере падения температур. Так, в интервале 450—300° С это ряд $\text{Cr} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{Co} \rightarrow \text{Cu}$. Место железа в этом ряду не совсем ясно, но, по-видимому, не ниже 300° (Денискина, Калинин, 1966). Интересно, что подобный же относительный ряд последовательности выделения рудных минералов вытекает из наблюдений над их взаимоотношениями, по температуры образования их заметно выше (Золотухин и

* Эти комплексные соли были получены кристаллизацией из пересыщенных растворов с избыточным количеством легкорастворимых исходных солей. Предполагается, что комплексные ионы $[\text{FeF}_3]-1$, $[\text{FeF}_4]-2$ раствора, существующие в равновесии с твердыми фазами $\text{Na}[\text{FeF}_3]$, $\text{Na}_2[\text{FeF}_4]$, могут явиться возможными формами переноса железа в гидротермальных растворах фторидов щелочных металлов (Денискина, Калинин, 1966). При этом следует добавить, что комплексные ионы должны находиться, в конечном счете, в равновесии с ионами элементов их составляющих, которые занимают определенное место в ряду относительной подвижности при кислотно-щелочной эволюции растворов (Коржинский, 1956₁).

др., 1966). Помимо влияния кислотности — щелочности природных растворов, которое не учтено в экспериментах, такая разница в температурах, как и относительное место в ряду, по-видимому, определяется максимумом разложения комплексных соединений для того или иного металла, но фактически, очевидно, имеется более или менее растянутый интервал их существования и сосуществования, определяемый долей закомплексованности металла от его общего количества в растворе. Для железа это интервал от появления высокотемпературного постмагматического титаномагнетита (магнетита) до низкотемпературных пирита и магнетита с растянутым максимумом, отвечающим появлению в рудах основной массы гексагонального пирротина с наложением максимума никеля — главной массы пентландита, а для меди — халькопирита и т. д.

Мы склонны считать, что на главной стадии рудообразования раствор уже несет все основные рудные компоненты одновременно, но в данной точке породы в каждый момент выделяются лишь те, комплексные соединения которых стали неустойчивыми относительно условий температуры, pH и Eh раствора. Распад комплексных соединений и одновременное наличие серы в растворах (ионной, атомарной или в виде свободных радикалов) в определенном соотношении с кислородом обуславливает выпадение из растворов труднорастворимых сульфидов. Полагают, что обстановка при этом восстановительная (химический потенциал μS превалирует над μO_2), среда от нейтральной до кислой, активность слабых оснований в растворе выше таковой сильных, активность анионов сильных кислот выше активности слабых (Коряжбинский, 1956₁, 1965). В восстановительной обстановке выделяются и известные в норильских рудах (Годлевский, 1959₁) самородные золото, серебро, медь, железо, платина и металлы ее группы. Интересно, что платиноиды здесь (Генкин, 1968), как, впрочем, и все остальные самородные металлы, имеющие большее относительное сродство с серой, чем с кислородом (Маракулев, Безмен, 1969), выделяются в наиболее поздний этап и ассоциируются в основном с халькопиритом.

Источником рудных компонентов, таких как железо, никель, кобальт, хром, а возможно даже и медь (Злобин, 1969; Кирпиченко, 1969; Покровский, Скляр, 1969), целиком или частично (пока нуждается в дальнейшем выяснении) могут быть сами вмещающие породы, по которым проходят растворы, заимствующие эти элементы у силикатов (Золотухин, 1964₁, 1965₁), а затем перекристаллизирующие их в виде рудных фаз. Для эндогенных месторождений железа уже было показано (Поляков, 1967), что местного железа в интрузиях основного состава бывает достаточно, чтобы при «метасоматическом осветлении» и выносе железа образовать локализуемое здесь же поблизости его месторождение. В принципе, проведенные в связи с этим расчеты, по-видимому, справедливы также и для железа интенсивно метасоматически измененных рудопосных трапповых интрузий Сибирской платформы (Золотухин, Васильев, 1969₁). Для никеля механизмом кислотно-основного взаимодействия пород и постмагматических растворов может быть объяснен перевод части силикатного никеля в сульфидную форму, а последовательным многократным «наслаиванием» осаждающегося рудного компонента — создание в породе его значительных концентраций (Золотухин, 1965₁). Часть никеля, как и медь, имеет, возможно, глубинный источник, связанный с затухающим потоком траппомагматических растворов (Коряжбинский, 1968), сопровождающих интрузии и использующих основные пегматоиды в качестве тепловых флюидопроводников (Поспелов, 1963). Поток таких растворов концентрируется уже не по всему объему закристаллизовавшейся интрузии, а приурочен к основным пегматоидам, представляющим собой все еще хорошо проницаемые зоны.

Можно предполагать, что такую же роль могут выполнять и механические нарушения, связь с которыми четко фиксируется на некоторых место-

рождениях Печенги, воронежских никеленосных интрузиях (Буковшин, 1969), Чайском массиве (Леснов, 1971), а также отмечена и в порильских интрузиях, например нижняя пологая рудолокализирующая зона интрузии Норильск - I (Тарасов, 1969).

Рудные минералы метасоматитов сопровождаются нерудными реакционными минералами (Коржинский, 1953₁) в рассеянном виде и скарнами и скарнами в концентрированном виде (Золотухин, Рябов, 1971; Золотухин, 1964₁, 1965₁; Золотухин, Васильев, 1964). В процессе метасоматоза по мере падения температуры и изменения *pH* растворов осуществляется процесс замещения нерудных минералов нерудными, нерудных — рудными и одних рудных другими рудными. Последовательность смены минералов отвечает первоначально ряду от сильных оснований к слабым и слабым анионов к сильным, а затем наоборот, как это и указывалось Д. С. Коржинским (Коржинский, 1956₁, 1965).

Источник ювенильной серы — летучие компоненты магмы (H_2S , SO_2 , SO_3 и т. д.), накапливающиеся в ней по мере ее кристаллизации и достигающие максимальных концентраций и активности в постмагматический этап. Дополнительным источником (до 1/3 общего количества серы, а иногда и больше) являются, вероятно, серосодержащие вмещающие осадочные породы (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966). В отличие от этих авторов мы считаем, что гомогенизация серы (выравнивание ее состава — ювенильная + осадочная) происходит путем растворения осадочного ангидрита (с последующим восстановлением серы) в высокотемпературных растворах, а не в силикатном расплаве, где температура диссоциации ангидрита явно не достигается, о чем свидетельствуют и находки истинных ксенолитов ангидрита в интрузивных породах, а лишь перекристаллизованные контактовые ангидритовые роговики (Годлевский, 1959₁). Тем не менее, в незначительных масштабах можно предполагать возможность ассимиляции ангидрита магмой при его механическом измельчении. Не совсем равномерная гомогенизация серы в постмагматических растворах объясняет наблюдающиеся скачки в изотопном отношении S^{32}/S^{34} в различных участках интрузии (Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966), ибо в высокотемпературных условиях это нельзя объяснить фракционированием изотопов (Годлевский, Гриненко, 1963). Наряду с возникновением гипогенного ангидрита за счет ювенильной серы (Золотухин, 1962, 1964₁), попутно обнаруживается (особенно на Талнахе) интенсивное движение материала осадочного ангидрита также с образованием гипогенного (переотложенного) ангидрита (Юдина, 1968; Золотухин, Рябов, 1971) и замещением им интрузивных пород в широком температурном интервале. Кое-где наблюдается четкое замещение такого ангидрита сульфидами.

Как уже указывалось выше, источником железа для рудных минералов могут быть железосодержащие силикаты. Особенно интенсивное освобождение железа возможно при замещении силикатов железа на щелочные полевые шпаты + магнетит (сульфиды) при метасоматической «альбитизации» (Золотухин, Васильев, 1969₁; Золотухин, Рябов, 1971). Это — постмагматическая лейкократизация, в отличие от магматической лейкократизации (возникновение основных пегматитов). Богатые железом силикаты возникают в процессе метасоматической переработки пород железосодержащими растворами. Эти силикаты, как показали эксперименты, легко разлагаются серой, особенно фаялит с замещением сульфидами (Золотухин, 1971₁). Легко замещаются метасоматитами, в том числе сульфидами, стекловатый афанит, а также псевдотахилиты, возникающие позже основных пегматитов (Рябов, Золотухин, 1970; Золотухин, Рябов, 1971). Вкрапленные руды представляют собой промежуточный этап на пути образования сплошных сульфидных руд. «Проблема пространства» для руд решается двояко. Можно различать более ранние «руды выполнения» (готовых трещин и полостей) и несколько более поздние «руды

замещения». Как было показано ранее (Золотухин, 1964₁), «руды выполнения» образуются на стадии подвижности железа, когда рудный минерал является «осажденным» (Коржинский, 1953₁). С падением температуры и приобретением железом инертности образуются «руды замещения». Руды выполнения в принципе могут не сопровождаться какой-либо метасоматической зональностью. Так, около сплошных жил выполнения практически отсутствуют зоны высокотемпературных метасоматических новообразований. Нет таких сплошных зон и около крупных «каплевидных» пирротиновых вкраплений. Руды замещения сопровождаются зонами метасоматически измененных пород. Сульфиды в этом случае представляют замыкающую метасоматическую зону, надвигающуюся на предыдущие зоны — существенно пироксеновую и пироксеновую и пироксен-гранатовую (Золотухин, 1964₁). Реликты этих зон наблюдаются и внутри сплошных руд, причем отмечены и существенно фаялитовые метасоматические зоны (Золотухин, 1971₁). Каплевидные вкрапленники и, возможно, часть интерстициальных слагаются осажденными сульфидами, заполняющими полости выщелачивания по мере их образования. Мелкая вкрапленность с явными признаками замещения силикатов является реакционной и не только сопровождается силикатными реакционными минералами, но и может замещать их. «Расслоенные вкрапленники» (верхняя часть их обыкновенно халькопиритовая, а нижняя пирротиновая) являются результатом не расслоения сульфидной жидкости (Годлевский, 1959₁), а последовательного метасоматического замещения более раннего пирротина более поздним халькопиритом под действием надкритических растворов, проходящих теми же путями, что и более ранние (Золотухин, 1964₁). Отсюда и частое расположение халькопирита именно в кровле прототрещин, вдоль которых локализируются цепочки вкрапленников. Что касается сферических поверхностей, часто наблюдающихся у вкрапленников сульфидов (в том числе и халькопирита), то они, по-видимому, вообще характерны для такого типа метасоматических процессов, как можно судить по шаровидным реликтам замещаемой породы — «силикатным шарикам» (Годлевский, 1959; Золотухин, Васильев, 1964; Золотухин, 1971₁) среди сплошных сульфидов.

Случаи механической активности со стороны сплошных сульфидных руд (Тарасов, 1969), по-видимому, объясняются пластичным течением твердых сульфидов под воздействием направленных тектонических напряжений в условиях еще высокой температуры и уже жесткого непластичного силикатного каркаса. Пластичные деформации сульфидов под влиянием динамометаморфизма известны и для руд Печенги (Горбунов, 1968). Метасоматические псевдобрекчии (Рябов, Золотухин, 1970) нередко в «цементе» замещаются сульфидами и имеют аналогов в рудах Садбери (Fairbairn, Robson, 1942). Основные пегматоиды норильских интрузий и Мончи имеют аналоги в основных пегматоидах горизонта Меренского в Бушвельдском интрузиве (Вагнер, 1932) и «интрузии ксенолитовых поритов» для Садбери.

В наиболее высокотемпературных норильских рудах температура рудообразования составляет 800—400° С (Золотухин и др., 1966). В этот интервал укладывается высоко-, и среднетемпературная стадии метасоматического процесса. При дальнейшем снижении температуры на более ранние рудные минералы накладываются низкотемпературные сульфиды железа, никеля, меди, сменяющиеся поздним магнетитом, связанные с поздними окислительными процессами. Рассмотрение сопутствующих сульфидам реакционных силикатных образований также Мончи, Печенги, Воронежца и Чаи позволяет говорить о разной температурности оруденения в этих объектах. Так, оруденение Печенги в основном гидротермальное, низкотемпературное (постсерпентиновое), как это видно из исследований Н. А. Елисеева и др. (1952). Г. И. Горбуновым (1968) оно трактуется в этих условиях как переотложенное. Более высокотемпературное ору-

денение наблюдается у Алларечки, Мончи, Воронежа, Чап и, наконец, Норильска. Сульфидный характер оруденения определяется не температурой, а соотношением химических потенциалов (μ) кислорода и серы, а также Eh и pH растворов (Коржинский, 1948; Маракушев, 1963; Золотухин, 1964₁). Как указывает Д. С. Коржинский (1965), «переход от стадии возрастающей кислотности к стадии падающей кислотности [«инверсия кислотности»] не связан с какой-либо определенной для данной формации температурой, а проявляется на любых расстояниях от активных магматических тел, так что с удалением от последних инверсия кислотности приходится на все более низкие температуры». Можно думать, что более высокотемпературное сульфидное оруденение локализуется вблизи пегматоидных образований, наблюдающихся на ряде объектов, а более низкотемпературное располагается на удалении. Так, на Талнахе наряду с высокотемпературным оруденением в парагенезисе с биотитом, бурой роговой обманкой, гранатом, кислым и средним плагиоклазом вблизи такситовых габбро-долеритов (и «талнахитов» как их разновидности (Золотухин, Рябов, 1970)) на удалении могут наблюдаться и явно среднетемпературные руды — серпентин-гранатовые (Золотухин, Рябов, 1971). Последнее может быть связано не только с удалением, но и с локальным наложением на более ранние руды несколько более позднего низкотемпературного оруденения в процессе температурной и кислотной эволюции растворов.

Ликвационная концепция даже на уровне сегодняшнего дня (Годлевский, 1968), претерпев явные отклонения от ранних классических представлений о ней (Vogt, 1893, 1917, 1923), не в состоянии объяснить ряд следующих кардинальных фактов:

1. Наличие в первичных магматических минералах рудоносных интрузивов силикатного никеля. Ясно, что, имея высокое относительное сродство с серой по отношению к кислороду (во всяком случае большее, чем у железа (Маракушев, Безмен, 1969)), никель должен был бы полностью связаться с ней. За это говорит и тот факт, что часть железа присутствует в рудах уже в сульфидной форме.

2. Образование неоднократных максимумов концентрации полезных компонентов в рудах на границах дифференциатов (см. рис. 43; Роговер, 1959; Тарасов, 1969; Елисеев, 1959), а не в самом низу интрузий с постепенным убыванием вверх по разрезу, как можно было бы ожидать. С точки зрения развиваемой гипотезы это объясняется инфильтрационным эффектом и кислотно-основным взаимодействием на границах разнородных пород (Золотухин, 1965₁).

3. Исчезновение никеля в сульфидных жилах за пределами ультраосновных пород и его появление при вхождении жил снова в ультраосновную породу интрузии (Елисеев и др., 1952). Предложенная гипотеза объясняет это кислотно-основным взаимодействием растворов и породы (Коржинский, 1956₁, 1965; Золотухин, 1965₁).

4. Невозможность объяснить появление жильных и вкрапленных руд в кровле интрузии (например, на Талнахе), а также ярко выраженную их стерильность в отношении никеля*. Данная гипотеза связывает их с «верхними» пегматоидами, а стерильность объясняет основным (а не ультраосновным) характером вмещающих их пород, содержащих мало силикатного никеля (Золотухин, 1965₁).

5. Связь оруденения со скарнопдами, рудными скарнами, зонами метасоматического изменения, реакционными минералами. Ликвационная гипотеза вынуждена допускать резко неоднородное обогащение сульфидного расплава летучими компонентами в разных участках.

* Интересно отметить в связи с этим, что примерно половина всех обследованных Вейринском (H. V ä u g u n e n. Bull. Comiss. geol. Finland, 1946—1947) проявлений сульфидов Финляндии не является никелевой.

6. Явно закономерные парагенетические взаимоотношения сульфидов с магнетитом (титаномагнетитом) и локальные переходы сульфидных руд в магнетитовые (Золотухин, Рябов, 1971).

7. Невозможность объяснить в ряде случаев (Сухов, 1970) наблюдаемое соотношение между сульфидной и силикатной частями интрузии, намного превышающее экспериментальные данные по растворимости сульфидов в силикатном расплаве (Ольшанский, 1951).

Имеющиеся К — Ag даты (Фирсов и др., 1972) по рудным метасоматитам норильских интрузий еще пока не позволяют (мало данных) достоверно говорить в целом о несколько более молодом возрасте оруденения и сопровождающего его метасоматитов, хотя и намечается непрерывный интервал от совпадения с возрастом самих интрузий до повторяющейся разницы в первый десяток млн. лет *. Предполагаемый интервал, возможно, обязан дальнейшему «омоложению» метасоматически измененных пород и руд затухающим потоком сквозьмагматических растворов, связанным с той или иной интрузией парагенетически, длительность прохождения которых, по-видимому, достаточно велика, чтобы улавливаться даже К — Ag-методом.

Экспериментальные данные (Vogt, 1893, 1917, 1923; Григорьев, 1938; Ольшанский, 1951), а также последние наблюдения над «каплями» сульфидов в породообразующих минералах многих типов магматических пород (Вахрушев, Лалин, 1967; Вахрушев, 1969) указывают, что, в принципе, в природе может быть широко распространена чрезвычайно убогая, возможно, ликвационная вкрапленность сульфидов. Однако она представляет минералогический интерес и прямого отношения к промышленным скоплениям сульфидов не имеет, так же как акцессорный магнетит в магматических породах не связывается с генезисом скарновых месторождений железа, в то время как возможности аккумулятивного генезиса в магматических условиях для месторождений магнетита все еще весьма сомнительны (Заварицкий, 1926, 1937).

Рассмотренные представления, базирующиеся на соответствующих идеях Д. С. Коржинского (1955, 1956₁, 1957₁, 1960, 1965), охватывают и связанные с траппами магнетитовые руды (Золотухин, Васильев, 1969₁; Васильев, Золотухин, 1970₁; Золотухин, Рябов, 1971). Последние возникают в специфических окислительных условиях при нехватке серы в растворах** и сульфиды либо не образуются, либо появляются в подчиненных количествах позже, накладываясь на магнетит. Как видим, исходя из гипотезы, находки объяснение ассоциация сульфидов с магнетитовым оруденением, скарнами и прочими метасоматитами, сопровождающими руды. Как показали последние наши исследования по метасоматитам Талнаха, в том числе рудным, нельзя отрывать процесс рудного метасоматоза от всего постмагматического процесса, частью (этапом) которого он является и приводит к образованию рудных скоплений в значительном интервале физико-химических условий. Только исходя из общей эволюции постмагматических растворов, восстановленной по взаимоотношению метасоматитов, можно разобраться во взаимоотношениях рудных и нерудных минералов (например, альбититов, скарнов и оруденения), а также рудных минералов между собой (Золотухин, Рябов, 1971; Золотухин, 1964₁). Несомненно также и то, что образование месторождений описываемого так называемого «ликвационного» типа связано с благоприятным комплексом условий механизма образования самих рудоносных интрузий в целом (Золотухин, 1963, 1964₁; Золотухин, Васильев,

* Мы не можем согласиться с авторами (Черепанов, Мурзина, 1966), впервые выявившими этот факт, в том, что оруденение оторвано от времени формирования рудоносных интрузий на многие десятки миллионов лет и, тем более, что оно не связано не только с дифференцированными интрузиями, но и с трапповым магматизмом вообще.

** Либо при заметном преобладании кислорода в соотношении $\mu\text{O}/\mu\text{S}$ на протяжении всего или почти всего постмагматического процесса.

1967) и исследование любого месторождения такого типа следует начинать с изучения образования самих интрузий.

В связи с тем, что «ликвационный» тип месторождений пока лишается своей материальной основы (возможно, он еще будет найден в дальнейшем), объекты, ранее относимые к этому типу в эволюционной классификационной схеме рудных месторождений, например, Г. Шнайдерхена (1958), должны занять место в широком температурном спектре между «магматически пневматолитовыми переходными месторождениями» через группу «пегматитово-пневматолитовых» месторождений (причем слово «пегматит» здесь должно пониматься уже в приложении к основным породам) к «пневматолито-гидротермальным и гидротермальным». Названием этой магматогенной группы месторождений может быть «инфильтрационно-автометасоматические», в рамки которого укладываются признаки как пневматолитовых и скарновых месторождений, так и гидротермальных.

К неясным моментам, подлежащим исследованию в дальнейшем, относится вопрос: во всех ли случаях этот тип месторождений связан с основными пегматоидами * или последних может и не быть и руды связаны с растворами, поступающими по тектоническим нарушениям с больших глубин? В этой связи предстоит оценить и факт дифференцированности большей части рудоносных интрузий. Необходимо показать, какая часть никеля была заимствована из силикатов, а какая привнесена растворами из глубин. Предстоит уточнить соотношение ювенильной и осадочной (ксеногенной) серы на конкретных месторождениях и выяснить, почему во многих трапповых интрузиях, располагающихся в ангидритосной вмещающей толще, отсутствуют сульфиды и контактное воздействие ограничивается образованием экзоконтактовых ангидритовых роговиков. Имеется и ряд других пока не решенных вопросов, требующих дополнительных исследований.

Значение данной гипотезы образования сульфидных медно-никелевых руд не только теоретическое, но и практическое, поскольку она позволяет по-новому оценивать возможность нахождения руд и в верхнем контакте, определять перспективность концентрации сульфидов далеко за пределами возможной растворимости сульфидов в силикатном расплаве, оценивать большую перспективность головных частей интрузии и гораздо меньшую — хвостовых, перспективность пород, богатых силикатным никелем, в случае локализации в них основных пегматоидов и механических нарушений — на никельсодержащие сульфиды и т. д.

ГЛАВА XV

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД И РУД ТАЛНАХСКОЙ И ДРУГИХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

В последние годы применение методов изотопного анализа к породам и рудам трапповых дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы развивалось по двум основным направлениям: а) определение абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом, б) выяснение некоторых вопросов генезиса сульфидных руд с помощью изучения изотопного состава серы в сульфидах и ассоциирующих с ним сульфатах.

Остановимся на результатах этих исследований более подробно.

* Где они непосредственно не наблюдаются, как в Печенге, можно думать, что они находятся на глубине.

1. Калий-аргоновый возраст*

Многочисленные калий-аргоновые датировки пород трапповой формации Сибирской платформы и сопряженных с ней территорий обнаружили необычайно широкий возрастной интервал проявления траппового магматизма: от границ нижнего и верхнего протерозоя до середины палеогена (1500—50 млн. лет) с максимумом в пермотриасе.

Однако большинство дат, приводимых в работах В. И. Гоньшаковой (1961), А. П. Лебедева, Ю. С. Краковского (1967), Н. И. Ненашева (1970), В. Л. Масайтиса, М. Л. Лурье (1971) и др., получено при определении возраста лавовых или интрузивных недифференцированных траппов. Эти многочисленные данные далеко не равномерно распределены по огромной площади Сибирской платформы, причем только незначительная их часть принадлежит дифференцированным трапповым интрузиям.

Возраст траппового магматизма в Норильском районе определяется по геологическим данным как пермотриасовый. М. Н. Годлевский (1959₁) предлагает четырехцикловую схему развития вулканизма в этом районе (один цикл в перми и три в триасе). Им выделены также интрузивные коагматиты пермского и триасовых циклов, образующие дайки, силлы, хонолиты. Первый триасовый цикл М. Н. Годлевский сопоставляет с туфовой фазой в схеме М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1955), второй — с лавовой и послелавовой интрузивной фазами, третий — с третьей подфазой интрузивной фазы. Наконец, рудоносные дифференцированные интрузии Норильского района М. Н. Годлевский относит к концу второго триасового цикла и считает их посленижнетриасовыми. Д. А. Додин и В. С. Голубков (1962) выделяют в Норильском районе один тектоно-магматический цикл в перми и пять в триасе.

Однако оценка возраста интрузий только по геологическим данным может быть ошибочной, поскольку разновозрастные интрузии могут располагаться в различных частях стратиграфического разреза чехла (от кембрия до триаса включительно) и, наоборот, разновозрастные тела могут быть внедрены в один и тот же стратиграфический горизонт.

Многочисленные определения абсолютного возраста дифференцированных интрузий северо-западной части Сибирской платформы и метасоматически измененных пород, проведенные нами (Фирсов, Васильев, Золотухин, 1972) в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, преследовали две цели:

а) установить возраст как отдельных тел, так и дифференциатов, слагающих интрузии;

б) сравнить возраст безрудных интрузивных пород с оруденелыми интрузивными породами и околорудными метасоматитами.

Не касаясь вопросов петрологии интрузий норильского типа (это сделано в ряде работ: Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964₁; Золотухин, Васильев, 1967; Годлевский, 1959₁; Роговер, 1959; Урванцев и др., 1964), приведем данные по их калий-аргоновому возрасту (табл. 70).

Первые датировки эффузивных и интрузивных пород трапповой формации Норильского и близких районов приводятся в работе В. А. Черепанова, Г. А. Муриной (1966) и А. П. Лебедева, Ю. С. Краковского (1967). Возраст трахитов и трахибазальтов ергалахской (верхняя пермь), дельканской и юряхской (нижний триас) свит был определен Г. А. Муриной (лаборатория ВСЕГЕИ) в 289, 236, 231 млн. лет, соответственно. Для интрузий Брус, Норильск-1, Верхне-Горбачинской получено 257, 241, 222 млн. лет. Диапазон дат вполне отвечает представлению о развитии траппового магматизма в верхней перми — нижнем триасе, даже вообще в перми — нижнем триасе. Однако малочисленность определений не позволяла дать какие-либо конкретные заключения о степени

* Данный раздел написан при участии Л. В. Фирсова.

Результаты К—Аг датирования пород дифференцированных интрузий и метасоматитов северо-западной части и смежных районов Сибирской платформы (лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР)

Лабораторный номер пробы	Порода, степень сульфидизации	Номер образца и скважины	К ₂ О, вес. %	Аг ⁴⁰ рад. 10 ⁻⁸ г/г	Возраст, млн. лет
1	2	3	4	5	6
<i>Верхнеталнахская интрузия</i>					
4398	Безоливиновый габбро-долерит	846/585	0,315	—	250
3053	Оливиновый габбро-долерит	75/237	0,58	0,885	241
3054	Габбро-сульфидизированное	100/237	1,34	2,11	249
4408	Пикритовый габбро-долерит	М-1/1969	0,195	—	240 ± 2
3055	Пикритовый габбро-долерит с богатой сульфидной вкрапленностью	162/237	0,29	0,37	207
4400	Троктолитовый габбро-долерит	М-2/1969	0,29	0,36	201
3056	Такситовый габбро-долерит, сульфидизированный	175/237	0,64	—	145 ± 5
4397	Метасоматит апобазальтовый альбит-калшпатовый	3—1—2	0,505	0,71	225
4399	Метасоматит апоаргиллитовый альбит-калшпатовый	837/586	1,85	—	215
4401	Метасоматит аподолеритовый альбит-калшпатовый	728,9/582	3,75	—	253
			0,11	—	209
<i>Нижнеталнахская интрузия</i>					
4406	Габбро-диорит	998,8/665	1,12	—	243
4402	Безоливиновый габбро-долерит	1154/к—з	0,52	—	254 ± 2
4403	Пикритовый габбро-долерит	640/595	0,535	—	302 ± 0
4404	Метасоматит апоаргиллитовый альбит-калшпатовый	535,6/596	1,54	—	228
4405	То же самое	139,2/545	4,06	—	240
4406	Метасоматит апоинтрузивный калшпато-альбитовый	1003/665	0,345	—	224 ± 5
<i>Интрузия Норильск-I</i>					
3069	Габбро-диорит	124	0,63	0,985	246
3068	Оливиновый габбро-долерит	139	0,345	0,485	224
			0,345	0,485	210
3067	Пикритовый габбро-долерит, сульфидизированный	130	0,32	0,43	214
			0,32	0,48	237
3063	Такситовый габбро-долерит, слабо сульфидизированный	194	0,87	1,305	238
3064	Оливиновое габбро, слабо сульфидизированное	49	0,405	0,59	232
			0,405	0,60	236
3066	Контактовый габбро-долерит с сульфидами	132	0,48	0,66	218
			0,48	0,73	239
3065	Анортоклазовый гранофир, выклинка сульфидной жилы	2	4,23	5,44	207
3070	Лабрадорский порфирит из подстилающей толщи	137Б	2,385	3,73	246
<i>Интрузия Норильск-II</i>					
3062	Габбро-диорит	642	1,05	1,75	263
3060	Пикритовый габбро-долерит	649а	0,105	0,14	214
3061	Такситовый габбро-долерит с сульфидами	671а	0,31	0,485	246

1	2	3	4	5	6
<i>Интрузия г. Черной</i>					
3049	Пегматоидный габбро-долерит	703	0,48	0,68	224
3050	Оливиновый и оливин-биотитовый габбро-долерит	80 и 230/385	0,32	0,437	217
			0,32	0,450	223
			0,32	0,463	229
3051	Такситовый габбро-долерит с богатой сульфидной вкрапленностью	10/385	1,15	1,535	214
			1,15	1,535	214
3052	Такситовый габбро-долерит	240/385	0,225	0,63	418
			0,225	0,63	418
			0,225	0,615	410
<i>Интрузия Имангда</i>					
3057	Оливин-биотитовый габбро-долерит	902а	0,29	0,59	314
			0,29	0,605	325
3059	Пикритовый габбро-долерит, сульфидизированный	901в	0,19	0,27	229
3058	Такситовый габбро-долерит, сульфидизированный	901б	0,495	0,76	244
<i>Интрузия Мантуровская</i>					
3045	Габбро, слабо сульфидизированное	96/39	1,85	2,84	244
3046	Оливиносодержащий габбро-долерит, измененный	115/39	2,305	3,33	229
3047	Оливин-биотитовый и пикритовый габбро-долериты	230/39; 265/39	0,275	0,425	244
3048	Такситовый габбро-долерит, сульфидизированный	290/39	0,81	1,17	229
<i>Интрузия Накохоз</i>					
3040	Оливиновый габбро-долерит	175/19	1,67	2,60	246
3041	Троктолитовый габбро-долерит, сульфидизированный	225/19	0,99	1,45	233
<i>Интрузия Моронговская</i>					
3042	Оливиновый габбро-долерит	10—30	0,19	0,25	213
3043	Пикритовый габбро-долерит	120—140	0,265	0,40	237
<i>Интрузия Нижнефокинская</i>					
3044	Оливиновый и пикритовый габбро-долериты	97б, 106/118	0,23	0,31	218
<i>Интрузия Второй порог</i>					
3038	Троктолитовый габбро-долерит	37а, 38а	0,815	0,905	179
			0,815	0,905	185
<i>Интрузия г. Озерной</i>					
3039	Троктолитовый и такситовый габбро-долериты	5б, 8, 10	0,575	0,88	244
<i>Прочие интрузии</i>					
2443	Долерит	Левый берег р. Н. Тунгуска, район г. Лангхен. Обр. 49 и 57 (В. В. Реввердатто, ИГиГ)	0,85	0,985	187
2442	Гранофир из трапповой пятрузии	Р. Подкаменная Тунгуска, Вельминские пороги. Обр. В. В. Реввердатто	0,61	0,83	216

1	2	3	4	5	6
2856	Безоливиновый габбро-долерит из дифференцированного интрузива мощностью 100 м	Р. Хуригда в верховьях р. Тутончана. Обр. 566-2 (Л. Г. Сухов, НИИГА)	1,60	2,15	214
2857	Габбро-долерит	Оттуда же, обр. 569-2 (Л. Г. Сухов, НИИГА)	0,22	0,29	208
2858	Долерит из дайки мощностью 100—200 м	Низовье р. Хуригда. Обр. 1536 (Л. Г. Сухов, НИИГА)	1,14	1,42	200
2859	Габбро-долерит из интрузивного тела мощностью 80—100 м	Р. Чонко. Обр. 580-1 (Ю. С. Бушканец, НИИГА)	0,64	0,83	208
2860	Кварцевый габбро-долерит из дайки мощностью 80—100 м	Р. М. Авам. Обр. 46-1 (Ю. С. Бушканец, НИИГА)	0,61	1,09	278
2861	Габбро-долерит из дайки мощностью 80—100 м	Р. М. Авам. Обр. 715-5 (Ю. С. Бушканец, НИИГА)	0,685	1,11	258
3421	Габбро-долерит, сульфидизированный	Интрузия Талнах. Обр. 234 (Г. Н. Старицина, НИИГА)	1,21	1,80	237
3422	Габбро-пегматит из дифференцированной интрузии	Гассейн р. Горблачин. Обр. 575 (Г. Н. Старицина, НИИГА)	2,43	4,27	276
3425	Оливиновый габбро-долерит из дифференцированной интрузии	Междуречье Кулюмбе и Горблачина. Обр. 2546-в (Г. Н. Старицина, НИИГА)	0,99	1,21	196
3426	Базальтоидная порода из покрова в аянской свите	Р. Хибарба. Обр. 207-4 (Е. С. Кутейников, НИИГА)	0,30	0,465	245
3427	Долерит из пластообразной интрузии	Оттуда же. Обр. 1181 (Е. С. Кутейников, НИИГА)	0,40	0,615	244

возрастной асинхронности пород. Вместе с тем Г. А. Муриной были проведены и первые датировки минералов, имеющих якобы прямое отношение к оруденению в норильских интрузиях, и получены следующие неожиданные результаты: калишпатовая порода из залыбанда сульфидной жилы 156 млн. лет, апофиллит из прожилков из разных районов — 156, 162, 172 млн. лет (даты рассчитаны Г. А. Муриной по константам распада калия-40; для бета-распада $4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, для К-захвата $0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹)

На этом основании можно было сделать вывод, что оруденение в норильских интрузиях значительно оторвано во времени от момента их образования или что датированы определенно пострудные минералы. Первый вывод вступает в явное противоречие с фактами, говорящими о сингенетичном характере сульфидного оруденения в норильских интрузиях.

виях, второй представляется наиболее вероятным: апофиллит, взятый из различных пунктов Норильского района, входит в низкотемпературный гидротермальный парагенезис (с альбитом и кальцитом), который может быть, проявлен самостоятельно и не иметь прямой связи с медно-никелевым оруденением.

Выше приведены (см. табл. 70) калий-аргоновые даты для 45 проб интрузивных и метасоматических пород разного состава и неодинаковой степени сульфидизации из интрузий Норильского района, полученные в лаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. В. Фирсовым (коллекция образцов Ю. Р. Васильева, В. В. Золотухина и В. В. Рябова). Все даты рассчитаны по константам распада калия-40; для бета-распада — $4,68 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, для К-захвата — $0,585 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹. 30% проб датировано дважды и трижды, и по этим случаям видно, что воспроизводимость дат лежит в норме, даже если породы содержат мало калия. Нужно заметить, что датировка норильских габбро-долеритов вообще представляет собой сложную задачу из-за ряда неблагоприятных факторов (малое содержание калия и радиогенного аргона, высокая степень заражения воздушным аргоном, наличие карбонатов и сульфидов). В табл. 70 включены результаты и по двум весьма сомнительным случаям, тщательно проверенным повторными определениями калия и аргона. Мы не можем дать уверенного объяснения этим двум аномально древним датам (см. табл. 70, пробы 3052 и 3057). Не исключен какой-либо процесс контаминации пород посторонним радиогенным аргоном.

В табл. 70 приведены даты еще 14 проб габбро-долеритов из близлежащих районов (эти определения также выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР).

Не абсолютизируя полученных дат и представляя их в форме табл. 71, можно прийти к следующим заключениям, которые не противоречат геологическим материалам и вытекающим из них выводам.

1. Становление дифференцированных интрузий на северо-западе Сибирской платформы происходило в диапазоне 200—250 млн. лет (более 80% определений). Даже если учесть максимальные погрешности в определении, то и тогда возрастной диапазон оказывается слишком широким, чтобы его можно было объяснить ошибками, нарушениями калий-аргонового баланса в породах и т. п. Распределение проб по интервалам возраста имеет вид, близкий к кривой Гаусса, но с четко проявленными двумя пиками: в интервале 210—230 и 240—250 млн. лет.

Первый пик соответствует верхней перми (вероятнее всего — первой половине верхней перми), второй — нижнему — среднему триасу (рубеж юра — триас лежит при 185 млн. лет, триас — пермь — при 230 млн. лет). Между этими пиками укладывается серия дат, а в целом на интервал 200—250 млн. лет приходится более 80% дат. Наличие двух пиков свидетельствует в пользу того, что картина распределения проб по датам сложена из аналитических погрешностей и возможной асинхронности внедрения интрузий. Для дифференциатов любой интрузии характерно преобладание дат близких интервалов.

Таблица 71

Распределение проб (в процентах от общего числа N ; в скобках — число проб) по интервалам возраста (без метасоматитов)

Возрастной интервал, млн. лет	Все пробы ($N=52$)	Несульфидизированные породы ($N=38$)	Сульфидизированные породы ($N=14$)
Моложе	1,9 (1)	2,6 (1)	—
180—190	3,8 (2)	5,3 (2)	—
190—200	1,9 (1)	2,6 (1)	—
200—210	17,7 (4)	7,9 (3)	7,1 (1)
210—220	15,5 (8)	18,4 (7)	7,1 (1)
220—230	15,5 (8)	7,9 (3)	35,7 (5)
230—240	11,5 (6)	5,3 (2)	28,6 (4)
240—250	27,0 (14)	28,9 (11)	21,4 (3)
250—260	3,8 (2)	5,2 (2)	—
260—270	1,9 (1)	2,6 (1)	—
270—280	3,8 (2)	5,3 (2)	—
Древнее	5,7 (3)	7,9 (3)	—

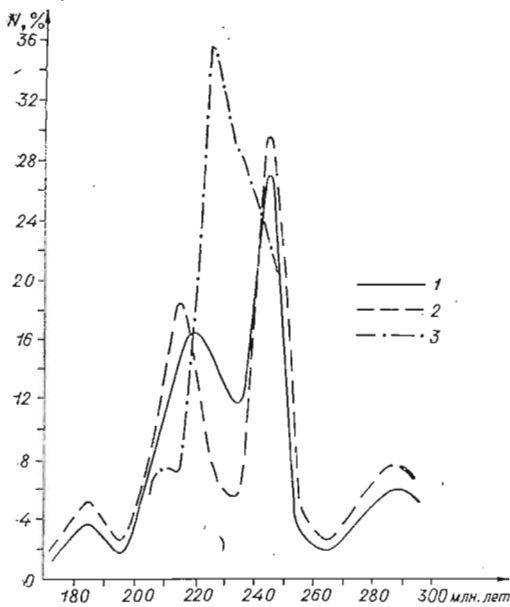


Рис. 61. Распределение по возрастам результатов анализов, приведенных в табл. 70, в процентах от числа анализов (N):

1 — для всех проанализированных пород ($N=52$); 2 — для пород, не содержащих сульфиды ($N=32$); 3 — для пород, обогащенных сульфидами ($N=14$).

там или породам, обогащенным сульфидами. Дальнейшие исследования околорудных метасоматитов, по-видимому, уточнят возрастную позицию оруденения. Делать же заключение по нескольким датам для апофиллита, взятого из различных мест, об отрыве (тем более значительном) оруденения от момента образования интрузий неправомерно, для этого нет достаточных оснований.

3. Разброс дат, возникающий при калий-аргоновом определении возраста основных пород дифференцированных интрузий, столь значителен, что судить по полученным результатам о возрастной последовательности интрузий (и тем более дифференциатов) в установленном интервале 200—250 млн. лет практически невозможно. Интервал датировок для дифференциатов каждой интрузии так велик, что если даже отбросить явно чуждые, геологически необъяснимые даты, то все равно разность крайних значений измеряется величиной от 15 до 60 млн. лет.

Основная роль при решении этих вопросов должна принадлежать конкретным геологическим наблюдениям. При этом следует учитывать, что одиночные определения, даже неоднократно повторенные, могут давать даты, явно не соответствующие геологической обстановке. Например, тахситовые габбро-долериты интрузии г. Черной, прорывающей заведомо пермские отложения, в одном случае дали возраст 410—418 млн. лет.

Таким образом, массовое определение возраста интрузивных (и метасоматических) пород калий-аргоновым методом применимо лишь для их возрастной разбраковки в широком временном интервале с учетом конкретной геологической обстановки. Дальнейшие исследования могут уточнить возрастную позицию оруденения и выделение разновременных комплексов интрузивных габбро-долеритов и эффузивных пород, но оговоренные выше отрицательные факторы оставляют мало надежд на то, что калий-аргоновые даты — как много бы их не было — вполне обеспечат дробность этого разделения.

2. Габбро-долериты, содержащие переменное количество сульфидов (от долей до 10% халькопирита, пирротина, пентландита и др.), датированы в 200—250 млн. лет, с максимумом при 220—250 млн. лет, охватывающими оба пика дат безрудных пород (см. табл. 71, рис. 61). Попытка установить связь между степенью сульфидизации, которая в датированных пробах была неодинаковой, и, например, величиной даты результатов не дала. Сравнение возрастных датировок безрудных интрузивных пород с породами, обогащенными сульфидами, и околорудными метасоматитами подтверждает временную близость формирования дифференцированных интрузий, сульфидного оруденения и метасоматически измененных пород.

Пока нет оснований утверждать, что наиболее молодой возраст свойствен метасомати-

2. Изотопный состав серы сульфидных руд

Уже первые исследования изотопного состава серы сульфидов земных пород и метеоритов (Трофимов, 1949; Thode et al., 1949) показали, что наибольшим постоянством изотопных соотношений S^{32}/S^{34} обладает троилитовая сера метеоритов. В дальнейшем эта величина $S^{32}/S^{34} = 22,22$ была принята за стандарт. Кроме этого соотношения, в природных соединениях определяется также величина δS^{34} , как разность между изотопным составом серы изучаемого образца и стандарта, выраженная в % или ‰:

$$\delta S^{34} = \frac{(S^{34}/S^{32})_{\text{обр}} - (S^{34}/S^{32})_{\text{ст}}}{(S^{34}/S^{32})_{\text{ст}}} \cdot 100\% \text{ (или } \times 1000\text{‰)}.$$

За изотопный состав серы магматических горных пород принимается состав серы рассеянных в них сульфидов, вероятно, сингенетичных с этими породами. В ультраосновных и основных породах изотопный состав серы равен или близок к стандарту (в основных породах δS^{34} изменяется от $-0,06$ до $+0,22\%$), что служит косвенным доказательством гипотезы происхождения мантии Земли из вещества каменных метеоритов и отправным пунктом для рассуждений о магматическом генезисе сульфидов, ассоциирующих с этими породами.

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по изотопному составу серы сульфидов, сульфатов и горных пород различного генезиса. Но уже первые попытки сопоставления результатов исследований изотопного состава серы сульфидов заведомо различного генезиса дали взаимно перекрывающиеся результаты (Ault, Kulp, 1959, 1960).

Дальнейшие исследования (их обзор дан в работах Дж. Калпа, Ю. Олти, Х. У. Фили, 1969; В. И. Виноградова, 1967; Г. М. Гапеевой и Н. И. Полевой, 1968; Г. М. Гапеевой, 1969) также показали, что установить зависимость колебаний изотопных вариаций серы сульфидов от их генезиса чрезвычайно трудно. Пожалуй, принципиально возможно различать лишь самые крайние по температуре образования сульфидные месторождения, но в этих случаях надежные результаты могут быть получены обычными геологическими методами.

В Советском Союзе изучением изотопного состава серы серо-никелевых сульфидных руд Норильского и других районов (в связи с проблемой их генезиса) в течение ряда лет занималась Л. Н. Гриненко при участии и под руководством акад. А. П. Виноградова. Полученные ими результаты (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1964, 1966; Гриненко, 1966, 1967) показали, что изотопный состав серы сульфидных руд норильских месторождений существенно отличается от стандарта в сторону обогащения тяжелым изотопом. Объясняя эту важную особенность, А. П. Виноградов и Л. Н. Гриненко (1966, стр. 6) пишут: «Поскольку в верхней мантии сера не может быть до такой степени обогащена изотопом S^{34} , как мы это наблюдали в норильских сульфидах, а существенные отклонения изотопного состава серы от серы метеоритной (или серы верхней мантии) обнаруживаются лишь в сере соединений земной коры, мы предположили, что наиболее вероятной причиной высокого содержания изотопа S^{34} в сульфидах медно-никелевых месторождений Норильского района является ассимиляция рудоносной магмой коровой серы осадочных сульфатов. Ассимилированная сульфатная сера внесла пай тяжелого изотопа S^{34} в серу сульфидов руд».

М. Н. Годлевский и Л. Н. Гриненко (1963) считают, что, судя по особенностям изотопного состава, примерно $1/3$ серы норильских руд была заимствована из сульфатов вмещающих пород (коры), ассимилированных магмой при ее внедрении. Сера сульфатов была восстановлена, гомогенизирована и совместно с ювенильной серой расплава принимала участие в процессе внутрикамерной ликвации сульфидов. «Несомненно, самый процесс такой совершенной ассимиляции и гомогенезации в условиях,

относительно близких к поверхности, представляет пока еще трудно-объяснимый в энергетическом смысле феномен, но предположения о перергетой, т. е. несущей большой запас тепла, магме, вероятно, не исключают положительного решения этого вопроса. Таким образом, ликвация для месторождений норильского и, вероятно, сходного с ним типов (Инсизва, Печенга) является гипабиссальной, внутрикамерной (этот вывод подтверждают и другие соображения, которые здесь не рассматриваются). . . . К продуктам внутрикамерной ликвации относятся, вероятно, вкрапленные руды Мончи, руды Моуэт в массиве Стиллуотер и др.» (Годлевский, 1968, стр. 60).

Приведенные цитаты, по сути дела, точно определяют принятую последовательность процессов, приведших, по мнению авторов, к образованию сульфидных руд, обогащенных тяжелым изотопом: ассимиляция вмещающих сульфатов — восстановление сульфатной серы и ее гомогенизация с ювенильной серой — внутрикамерная ликвация сульфидов.

Таблица 72

Вариации изотопного состава серы медно-никелевых сульфидных руд некоторых месторождений и рудопроявлений Советского Союза

Месторождение, рудопроявление	Число анализов	Вариация δS^{34} , ‰ (от... до...)	Среднее δS^{34}	Среднее S^{32}/S^{34}	Литературный источник
Сибирская платформа					
Талвах	126	+0,27— +1,6	+0,87	22,03	Гриненко, 1966
Норильск-1	48	+0,49— +1,06	+0,82	22,04	Годлевский, Гриненко, 1963
г. Черная	9	-0,64— +1,18	+0,91	22,02	Виноградов, Гриненко, 1966
Имагда	9	+0,52— +1,35	+1,08	21,98	»
Нижний-1	9	+0,91— +1,34	+1,13	21,96	Гриненко, 1966
Деген	3	+0,68— +1,33	+1,10	21,98	»
Мудуйская	5	+0,81— +1,01	+0,90	22,02	»
Пелядьшская	4	+0,04— +0,17	+0,12	22,20	»
Рудопроявления Курейского р-на	21	+0,92— +2,29	+1,41	21,91	Гриненко, 1967
Кольский полуостров					
Каула	23	-0,10— +0,24	+0,05	22,21	Л. Гриненко, В. Гриненко, Лях- вицкая, 1967
Катсельваар	8	-0,17— +0,03	-0,07	21,29	»
Каммикиви	9	-0,09— +0,19	+0,03	22,21	»
Ждаповское	18	+0,30— +0,51	+0,42	22,13	»
Аллареченское	15	+0,13— +0,38	+0,24	22,17	»
Восток	7	+0,20— +0,28	+0,24	22,17	»
Ловпо	7	-0,24— -0,13	-0,19	22,20	»
Монче-Тудра	13	+0,02— +0,16	+0,07	22,21	Л. Гриненко, В. Гриненко, Ляхвицкая, 1967
Забайкалье					
Довырен	10	-0,05— +0,34	+0,18	22,18	Виноградов, Гриненко, 1964

Примечание. В работе А. И. Виноградова, М. С. Чухаина, В. А. Гриненко (1957) приводятся иные вариации δS^{34} (‰) для руд intrusion Норильск-1 (-0,22— -0,50) и Кольского полуострова (-0,10— -0,29).

Во всех публикациях Л. Н. Гриненко настойчиво подчеркивается, что ликвация — единственный процесс, объясняющий вариации изотопного состава серы норильских (и подобных им) месторождений и рудопроявлений.

Нам кажется, что фактический материал по изотопному составу серы сульфидов и основанные на этом доводы, приводимые в работах М. Н. Годлевского, Л. Н. Гриненко (1963), А. П. Виноградова, Л. Н. Гриненко (1964, 1966), Л. Н. Гриненко (1966, 1967) в пользу ликвационного происхождения медно-никелевых руд, не всегда убедительны. Попытаемся показать это на примере хорошо изученной Талнахской интрузии, привлекая материалы по другим рудоносным интрузиям Сибирской платформы, Кольского полуострова, Забайкалья и пр.

В табл. 72, 73 по литературным данным приведены пределы колебаний изотопного состава серы, средние значения δS^{34} и S^{32}/S^{34} для сульфидных руд некоторых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы, Кольского полуострова и Забайкалья, а также данные по изотопному составу серы ангидритов из осадочных (вмещающих дифференцированные интрузии) пород Норильского района. Степень изученности этих месторождений и рудопроявлений неодинакова. Наиболее полно исследованы различные типы руд Талнаха: 126 определений изотопного состава серы.

Не останавливаясь на обсуждении проблем генезиса сульфидного оруденения Норильского района, которым посвящена обширная литература, отметим, что огромный объем исследований последних лет подтвердил жизненность точки зрения авторов, считающих сульфиды высокотемпературными образованиями самих интрузий. При этом часть исследователей придерживается ликвационной гипотезы, не отрицая, впрочем,

Т а б л и ц а 73

Изотопный состав серы ангидритов из осадочных пород Норильского района (по данным Л. Н. Гриненко, 1967)

Порода	$\delta S^{34}, \%$	S^{32}/S^{34}
Ангидритовый пласт	+2,30	21,72
То же	+2,26	21,73
То же	+2,49	21,68
Гипс-ангидритовый слой	+2,18	21,76
Среднее	+2,30	21,72

что некоторая доля сульфидных руд имеет метасоматическое или гидротермальное происхождение. Другая часть исследователей стоит на позиции высокотемпературного метасоматического генезиса сульфидных руд, хотя и не исключает, что мелкая интерстиционная вкрапленность может быть ликвационной. Причем нередко одни и те же факты с одинаковым успехом используются в виде доказательств правильности и той, и другой гипотезы. Данные изотопного анализа также не дают основания однозначно решать проблему генезиса сульфидных руд, и вот почему.

Нет достаточно убедительных геологических фактов, свидетельствующих об избирательной ассимиляции больших масс ангидрита интрузирующим расплавом. М. Н. Годлевский и Л. Н. Гриненко (1963) считают, что примерно 1/3 серы сульфидов была ассимилирована из вмещающих пород. Действительно, если отношение S^{32}/S^{34} в исходном расплаве было близким к стандартному, то, зная это отношение в рудах и вмещающих

сульфатах, нетрудно вычислить*, что для Талнаха количество заимствованной серы составляет не менее 40% (что совпадает с цифрами, приводимыми Л. Н. Гриненко, 1967). При равномерном распределении ассимилированного вещества в расплаве для извлечения такого количества серы необходима масса ангидрита, составляющая не менее 1/200—1/20 объема камеры. Несомненно, что в процессе ассимиляции должны были вовлекаться также и другие карбонатные и терригенные породы чехла и, по-видимому, метаморфические и гранитоидные породы фундамента платформы. Если при этом учесть, что гипс-ангидритовые пласты составляют всего лишь десятую часть разреза нижнего — среднего палеозоя, а их основная масса сосредоточена в верхней части разреза (в девоне), то объем ассимилированных пород нужно соответственно увеличить в несколько раз.

Однако в действительности в составе Талнахской и других дифференцированных интрузий ксенолиты пород фундамента отсутствуют полностью, а ксенолиты пород чехла встречаются крайне редко, представляя собой преимущественно отторженцы терригенных пород различной размерности, иногда перемещенные расплавом на значительные расстояния (Годлевский, 1959₁; Коровяков и др., 1963; Золотухин, Васильев, 1967). В камерах интрузий, располагающихся среди карбонатных пород, ксенолиты практически отсутствуют или встречаются крайне редко.

Как известно, температуры диссоциации карбонатов и особенно сульфатов чрезвычайно высоки (до 1 000° С и более), а сам процесс диссоциации идет с поглощением тепла. Поэтому диссоциация больших объемов захваченных магмой пород должна очень сильно влиять на тепловой режим расплава и на состав кристаллизующихся фаз. Сомнительно, чтобы вмещающие породы попадали в расплав в мелкодробленном состоянии. Но и в этом случае магма должна быть перегретой или получать непрерывный дополнительный подток тепла, чтобы ассимилировать (без остатка) необходимое количество карбонатно-сульфатных пород. Наличие в камерах интрузий ксенолитов терригенных, т. е. наиболее легко ассимилируемых, пород также противоречит предположениям об ассимиляции больших объемов сульфатных и карбонатных пород.

Небольшие гнезда фиолетового ангидрита, принимаемые некоторыми исследователями за ксенолиты осадочных пород, в большинстве случаев представляют собой высокотемпературные новообразования, в которых ангидрит ассоциирует с сульфидами, роговой обманкой, биотитом и другими реакционными минералами (Золотухин, 1962, 1964). Экспериментальные данные по фракционированию изотопов серы (В. Гриненко, Загряжская, Л. Гриненко, 1970) подтверждают возможность образования ассоциации сульфидов и подобных сульфатов с повышенным содержанием S³⁴ в процессе высокотемпературного окисления соединений серы. В тех случаях, когда интрузии непосредственно контактируют с горизонтами сульфатных пород, наблюдается их ороговикование и интенсивное перетложение ангидрита постмагматическими растворами. Для Талнахской интрузии этот процесс образования гипогенного ангидрита, замещающего интрузивные породы в широком температурном интервале (по данным гомогенизации включений от 600 до 100° С), описан В. В. Юдиной (1968), В. В. Золотухиным и В. В. Рябовым (1971).

Ассимиляция больших количеств вмещающих пород не подтверждается и петрохимическими данными. Независимо от положения дифференцированных интрузий в стратиграфическом разрезе чехла и принадлежности к той или иной магмоконтролирующей структуре, все они, судя по литературным источникам и нашим расчетам, обладают близкими

* Расчеты проводились нами на единицу объема камеры Талнахской интрузии с учетом минимального (и на порядок выше) оруденения, что соответствует природным данным объекта.

средневзвешенными составами и средними составами приконтактовых зон, вероятнее всего отвечающими составу исходного магматического расплава. Хотя следовало ожидать, что каждая из этих интрузий в зависимости от количества и состава заимствованных пород будет обладать присущими только ей петрохимическими особенностями*. По-видимому, небольшие отклонения в средневзвешенных и средних составах дифференцированных интрузий могут быть объяснены различиями в составах генерируемых магм, процессами ассимиляции вмещающих пород (в небольших объемах), особенностями внутрикамерного формирования массивов (например, дополнительный привнос протовыделений оливина), а также неизбежно возникающими при расчетах ошибками (выборка анализов, оценка мощностей интрузий и отдельных дифференциатов, методы расчета и т. п.).

Результаты изотопного анализа серы сульфидных руд из интрузий Норильского и других районов также противоречат идее ассимиляции больших количеств вмещающих пород. Из табл. 72 и рис. 62 следует, что средние значения δS^{34} для сульфидов Норильских интрузий близки, причем основная масса определений (до 80%) имеет еще более узкий диапазон значений.

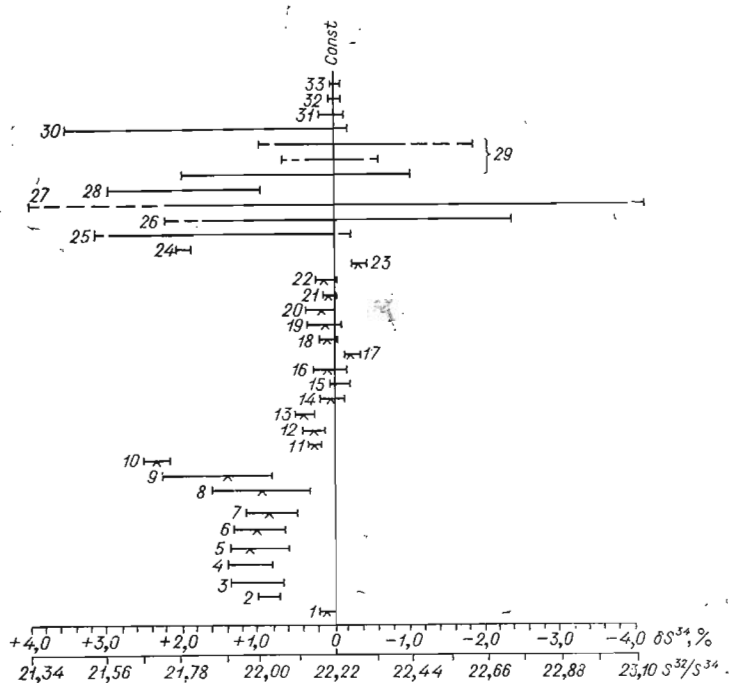


Рис. 62. Распределение изотопов серы (δS^{34} , %; S^{32}/S^{34}) в некоторых природных объектах различного генезиса (по литературным данным).

Сульфиды трапповых интрузий севера Сибирской платформы: 1 — Пелякинская, 2 — Мундуйская, 3 — Деген, 4 — Нижний-1, 5 — Имангда, 6 — г. Черная, 7 — Норильск-1, 8 — Талнах, 9 — Курейский район, 10 — сульфаты Норильска; месторождения Кольского полуострова: 11 — Восток, 12 — Алларечка, 13 — Ждановское, 14 — Каммикиви, 15 — Катсельваар, 16 — Каула, 17 — Ловно, 18 — Монче-Тундра; 19 — Давырен (Забайкалье); 20 — Воронежский район; 21 — Стиллуотер; 22 — Садбери; 23 — Инсизва; 24 — сульфат океана; 25 — гидротермальные сульфаты; 26 — гидротермальные сульфиды; 27 — осадочные сульфиды; 28 — эвапориты; 29 — вулканические эксгалляция; 30 — граниты; 31 — основные породы; 32 — ультраосновные породы; 33 — метеориты.

* По нашим подсчетам, в зависимости от масштабов оруденения и, следовательно, от объемов ассимилированных сульфатных и карбонатных пород количество только CaO должно в средневзвешенных составах интрузий колебаться в интервале от 2 до 20 вес.%, что в действительности не наблюдается.

Такое постоянство соотношений изотопов, с учетом высказываний М. Н. Годлевского, Л. Н. Гриненко (1963) и Л. Н. Гриненко (1966, 1967) о гомогенизации ювенильной и восстановленной сульфатной серы в расплаве, предполагает равное (или пропорциональное содержанию ювенильной серы) количество ассимилированных на единицу объема камеры сульфатов для любой интрузии, независимо от ее положения в разрезе осадочного чехла платформы.

Очень высокое содержание S^{34} в сульфидах Курейского района Л. Н. Гриненко (1967) объясняет их возникновением только за счет серы, ассимилированной из гипс-ангидритовых слоев. Причем независимо от характера проявления (в виде вкрапленности в интрузиях, во вмещающих породах или самостоятельных жил, не имеющих иногда доказанной связи с интрузивным телом) оруденение здесь (и в других районах) считается ликвационным. Такой подход к генезису оруденения (только за счет ассимиляции вмещающих пород) совершенно по-новому ставит проблему их поисков: практически в этом случае оруденение может быть связано с любой траптовой интрузией (а не только с дифференцированной), ассимилировавшей достаточное количество сульфатов.

Вышеизложенные доводы не отрицают ассимиляции пород в небольших объемах и влияния сульфатов на изотопный состав серы сульфидов. Но мы считаем, что заимствование основной массы сульфатной серы (с ее последующим восстановлением и гомогенизацией) происходит при растворении сульфатов в высокотемпературных постмагматических растворах, а не в силикатном расплаве, что подтверждается обширным фактическим материалом по гидротермальным сульфидным месторождениям многих регионов мира (Виноградов, 1967).

С этих позиций нет необходимости прибегать к диссоциации сульфатов в силикатном расплаве, становится понятной близость средневзвешенных составов дифференцированных интрузий Норильского района, находят свое объяснение особенности изотопных соотношений серы в различных типах руд Талнаха (и других месторождений) и появление в процессе рудообразования гипогенного ангидрита в широком температурном интервале.

Вместе с тем, поскольку постоянство мантйной серы — это лишь гипотеза, нельзя исключать, что мантйная сера испытывает какие-то преобразования, пока нам не ясны, которые могут для различных регионов отличаться комплексом признаков (Гапеева, 1969).

ГЛАВА XVI

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ДИСКРЕТНОЙ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ ПО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫМ ТРАПТОВЫМ ИНТРУЗИЯМ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ*

Метод дискретной математической обработки информации, описание которого изложено в работах А. Н. Дмитриева и др. (Дмитриев, 1967; Дмитриев, Журавлев, Кренделев, 1966, 1968; Дмитриев, Кренделев, Журавлев, 1966), в настоящее время находит все более широкое применение в различных областях геологических знаний и, прежде всего, для оценки значимости поисковых признаков и разбраковки геологических объектов. Достаточно сказать, что он успешно использовался для изучения комплексных месторождений золота в древних конгломератах (Кренделев, Дмитриев, Журавлев, 1967; Кренделев, Дмитриев, 1968), для оценки

* Данный раздел написан при участии А. Н. Дмитриева.

перспективности месторождений полезных ископаемых на территории Казахстана (Бугаец, Машак, Садовский, 1970), для классификации оловорудных месторождений и изучения месторождений нефти Сибири. В обобщенном виде содержание метода дискретного анализа, его достоинства и недостатки в сравнении с другими математическими методами, применяемыми в геологии, изложены в информационном обзоре «Итоги науки» за 1970 год.

Нами (Дмитриев, Васильев, Золотухин, 1968; Дмитриев, Золотухин, Васильев, 1968; Васильев, Дмитриев, Золотухин, 1973) этот метод был применен для оценки рудности и разбраковки дифференцированных трапповых интрузий севера Сибирской платформы.

Как известно из обширной литературы по траппам Сибирской платформы, многочисленные дифференцированные интрузии имеют не только сходные черты, но и определенные различия внутреннего строения, минералогических, петрохимических и других признаков. И, самое главное, все они различаются масштабами оруденения — от месторождений промышленного типа до полного отсутствия признаков руды. Несомненно, что выяснение причин такой разномасштабности оруденения в однотипных интрузиях представляет большой теоретический и практический интерес.

Эмпирически давно уже установлена связь сульфидного оруденения с дифференцированными трапповыми интрузиями. Неоднократно многие исследователи пытались выявить какие-нибудь поисковые признаки (геохимические, минералого-петрохимические, геолого-структурные и т. п.) рудносных интрузий и тем самым найти критерии их отбраковки от подобных нерудносных тел. Но поскольку степень изученности интрузий этого типа далеко не одинакова, оказалось, что многие поисковые признаки не приемлемы для менее изученных массивов, и, главное, степень существенности (важности) любого из предлагаемых критериев оставалась неопределенной.

В связи с этим поставленная нами задача разбраковки дифференцированных интрузий методом дискретной математической обработки информации, сводилась к двум основным моментам: 1) к отбору и классификации имеющейся информации; 2) к выявлению меры существенности признаков и их упорядочиванию по этой мере.

Трудность отбора и классификации признаков связана, как уже отмечено выше, с неравномерным изучением объектов. Поэтому необходим выбор таких признаков, которые были бы выполнимы (т. е. являлись общими) для всех исследуемых объектов, как хорошо изученных (подтип «А» — эталоны, «месторождения»), так и менее изученных (подтип «Б» — «рудопроявления») и вновь открываемых (подтип «П» — «пробы»). В какой-то мере это ограничивает количество признаков, участвующих в решении задачи, но не исключает их увеличения при получении дополнительной информации по всем исследуемым объектам. Объективный подход к имеющейся информации — необходимое условие подбора признаков. Вся информация должна отражать лишь наблюдаемые факты и величины, но не выводы и мнения.

Всего нами было исследовано 26 дифференцированных интрузий из различных районов севера Сибирской платформы. Все исследуемые объекты были охарактеризованы одной и той же последовательностью признаков, количество которых равно 31 (табл. 74). Все признаки были разделены на четыре группы (I — петрохимические, II — минералогические, III — признаки строения интрузии, IV — геолого-тектонические), каждая из которых обладает содержательной общностью в рамках геологического описания. Согласно требованиям метода и выработанному коду (см. табл. 74) все признаки равны (дискретны) по значимости и могут принимать значения: 1 — признак выполнен, 0 — признак не выполнен, прочерк — информация отсутствует. Информация по всем исследуемым объектам группируется в виде основной таблицы решения, приведенной

Общий код характеристических признаков объектов под типов и их информационные (P_i) и тесторные (R_i) веса

Информационные веса				Тесторные веса		Признаки
$T_{1,4}$	$T_{1,7}$	$T_{7,8}$	$T_{7,9}$	$T_{8,9}$	$T_{8,1}$	
I. Петрохимические						
0,181	0,183	0,193	0,182	0,075	0,118	X_1 — магнезиальность предполагаемого исходного расплава: $0 > 9$ вес. % $MgO > 1$;
0,092	0,065	0,184	—	1,00	0,161	X_2 — магнезиальность горизонта пикритовых или троктолитовых габбро-долеритов: $0 > 16,5$ вес. % $MgO > 1$;
0,208	0,327	0,168	0,182	0,153	0,273	X_7 — содержание щелочей в предполагаемом исходном расплаве: $0 > 2,9$ вес. % $(Na_2O + K_2O) > 1$;
0,062	0,164	0,128	—	1,00	0,099	X_8 — содержание щелочей в пикритовых или троктолитовых габбро-долеритах: $0 > 1,9$ вес. % $(Na_2O + K_2O) > 1$;
0,095	0,092	0,206	—	0,073	0,418	X_{16} — степень дифференциации интрузий: $0 > 21$ К.ф. > 1 (К. ф. = $\frac{FeO + Fe_2O_3 \times 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$)
II. Минералогические						
0,127	0,079	0,228	—	1,00	0,066	X_3 — железистость оливинов нижних горизонтов интрузий: $0 > 25\%$ $\Phi_a > 1$;
0,357	0,323	0,085	0,253	0,240	0,028	X_4 — железистость оливинов верхних горизонтов: $0 > 35\%$ $\Phi_a > 1$;
0,071	0,134	0,183	—	0,179	0,380	X_5 — присутствие ортопироксена в нижних дифференциатах интрузий;
0,079	0,139	0,122	0,182	0,153	0,235	X_6 — основность плагиоклаза нижних горизонтов: $0 > 76\%$ $A_n > 1$;
0,279	—	0,169	—	0,124	0,238	X_9 — наличие биотита: $0 > (\sim 1\%) > 1$;
0,088	0,079	0,150	—	0,120	0,092	X_{10} — наличие хромита;
—	—	—	—	0,185	0,316	X_{11} — присутствие неправильных выделений магнетита и титаномagnetита;
0,179	—	0,169	—	0,185	0,267	X_{12} — наличие сульфидной вкрапленности в нижних горизонтах интрузий: $0 > (\sim 1\%) > 1$;
0,243	0,336	0,156	0,257	0,189	0,277	X_{13} — наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах интрузий;
0,399	0,481	0,096	0,396	0,136	0,259	X_{14} — проявление жильного оруденения.

						III. Строение интрузий
—	—	—	—	0,00	0,00	X ₁₅ — дифференцированность;
0,148	—	0,161	—	0,073	0,273	X ₁₇ — наличие нижних такситовых габбро-долеритов;
0,277	0,274	0,233	0,257	0,189	0,305	X ₁₈ — наличие верхних такситовых габбро-долеритов;
0,051	0,132	0,260	—	1,00	0,138	X ₁₉ — наличие пикритовых габбро-долеритов;
0,405	0,639	—	0,225	0,264	0,092	X ₂₀ — присутствие кислых габридных пород в кровле интрузий;
0,213	0,079	0,150	—	0,466	0,292	X ₂₂ — форма интрузий: хонолит — 1, нет — 0.
						IV. Геолого-тектоническая обстановка
0,405	0,227	0,153	0,225	0,464	0,291	X ₂₁ — интенсивность метаморфизма пород в экзо- и эндоконтактах;
0,126	0,114	0,182	—	1,00	0,103	X ₂₉ — присутствие дифференцированных лав во вмещающих толщах;
0,126	0,114	0,182	—	0,00	0,201	X ₃₀ — наличие ангидрит-гипсовых слоев в подстилающих породах;
—	—	—	—	0,00	0,00	X ₃₁ — связь интрузий с зонами глубинных разломов.
						1. Характер пород кровли
0,288	0,329	0,231	0,316	0,175	0,350	X ₂₃ — туфогенно-лавовая толща и интрузивные породы базальтоидного состава;
0,151	0,258	0,153	0,246	0,254	0,375	X ₂₄ — конгломераты, песчаники, сланцы;
0,391	0,321	0,108	0,273	0,250	0,201	X ₂₅ — карбонатно-глинистые породы, ангидрит, гипс;
						2. Характер пород подошвы
0,130	0,174	0,175	0,225	0,163	0,126	X ₂₆ — туфогенно-лавовая толща и интрузивные породы базальтоидного состава;
0,387	0,282	0,438	0,316	0,220	0,235	X ₂₇ — конгломераты, песчаники, сланцы;
0,412	0,433	0,151	0,572	0,061	0,243	X ₂₈ — карбонатно-глинистые породы, ангидрит, гипс.

Примечание. Для признаков X₁₋₄, X₆₋₉ цифровые данные получены делением сумм средневзвешенных или усредненных значений для каждого объекта на их число в табл. 75. Для X₁₄ число 21. К. ф. получено от деления суммированных разностей крайних значений К. ф. для каждого объекта на их число.

№ строки	Объекты A_i, B_i, P_i	Индекс	Подтип (группа)	Признаки												
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Норильск-I	A_1	Этагоны	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1
2	Норильск-II	A_2		1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1
3	Талнах	A_3		1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1
4	г. Черная	A_4		1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1
5	Имангда	A_5		1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1
6	Накохоз	A_6		0	1	0	1	1	0	1	0	1	1	1	1	0
7	Хюкта	B_1	Рудопровления	1	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	0
8	г. Зуб	B_2		1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
9	Второй порог	B_3		1	1	1	1	1	0	0	0	1	0	1	1	0
10	г. Озерная	B_4		1	0	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1
11	г. Подкова	B_5		0	0	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	0
12	Рудничный камень	B_6		0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0
13	Нижняя-I	B_7		1	0	1	1	1	0	0	0	1	0	1	1	0
14	Нижняя-II	B_8		1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	0
15	Куломбинская	B_9		0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	0
16	Галельская	B_{10}		0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	0
17	Моронговская	B_{11}		1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0
18	Нижне-Фокинская	B_{12}		1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0
19	Нижинская	P_1	Пробы	0	0	1	1	0	1	0	1	1	0	1	1	1
20	Нижне-Томбинская	P_2		0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0
21	Улакан-Вавицкая	P_3		0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
22	Лево-Нижне-Видлюйская	P_4		0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
23	Вавуканская	P_5		0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
24	Верхне-Томбинская	P_6		0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	1	1	1
25	Хуочар	P_7		0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0
26	Велинга	P_8		0	0	1	1	1	0	1	1	1	—	1	1	0

ниже (табл. 75). Напомним, что признаки, образующие в таблицах решения столбцы, заполненные только единицами и нулями, называются сквозными или отождествляющими. Остальные признаки называются различающими.

Дальнейшая обработка полученной таблицы ведется путем выделения тупиковых тестов — минимальных кодов таблицы. Тестом допустимой таблицы является такой набор столбцов, дающий новую таблицу, в которой все строки различны. Тупиковым тестом называется тест, из которого нельзя удалить ни одного столбца без того, чтобы он перестал быть тестом.

Так как количество тупиковых тестов бывает чрезвычайно велико, то построение их полной совокупности возможно только с применением ЭВМ. Для каждого различающего признака устанавливается число всех тупиковых тестов, в которые он входит. Вводятся понятия информационного веса признака (P_i), информационного веса строки ($I[\delta]$) и информативность строки (объекта) — $I(S)$, являющиеся основой классификации признаков и объектов.

Задача разбраковки объектов и выявления существенности признаков решалась в три этапа.

На первом этапе (Дмитриев, Золотухин, Васильев, 1968) сравнивались 18 дифференцированных интрузий (первые 18 строк табл. 75), обладающих сходными характеристическими признаками, но различающихся масштабами оруденения. По формульному заданию признаков, не содер-

Лица признаков

$X_n, n=31$														Информационная емкость — $I(S)$								
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	$T_{7,6}$	$T_{7,7}$	$T_{7,8}$	$T_{7,9}$	$T_{7,0}$
1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	3,352	3,015	3,638	2,132	18,13
0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	3,722	3,290	3,784	2,560	18,56
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	4,828	4,719	4,034	3,450	19,45
1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	3,239	3,177	2,874	2,030	18,03
0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	3,198	2,730	3,106	1,956	17,96
0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	3,388	3,087	2,660	1,730	17,73
0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	1	1	3,112	2,632	2,393	1,944	
0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	3,305	2,934	3,113	1,869	
0	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1,806	1,519	2,244	0,976	
0	1	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	2,650	2,370	2,527	1,827	
0	1	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	2,277	1,983	2,438	1,388	
0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	1	2,555	2,379	2,162	1,778	
0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	1	2,098	1,644	2,292	1,292	
0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	2,074	1,842	1,934	1,280	
1	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1	2,053	2,990	2,353	2,447	
0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	2,003	1,997	1,752	1,538	
0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1,597	1,484	2,254	0,905	
0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	1	1,280	1,357	1,981	0,744	
0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	1				2,954	7,84
0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1				2,818	6,86
0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	1				2,081	5,07
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1				1,790	4,25
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1				0,790	4,25
0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	1				3,720	10,99
0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1				2,775	6,51
0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1				3,283	10,28
T_{80}																						

жащих прямых указаний на масштабы и генезис оруденения, по результатам решения основной и вспомогательных таблиц, объекты были подразделены на два подтипа: подтип «А» и подтип «Б».

В соответствии с поставленной задачей ее решение осуществлялось по этапам, для чего из общей таблицы решения, состоящей из первых 18 строк табл. 75, были выделены еще четыре дополнительные таблицы (табл. 76—79)*.

Табл. 76 была образована из табл. 75 (из ее первых 18 строк) путем удаления сквозных признаков X_{11} , X_{15} , и X_{31} . Табл. 77 включает одинаковое число объектов подтипов «А» и «Б» (по 6 объектов каждого подтипа). Для этого в табл. 75 были убраны строки с 13 по 18 и образовавшиеся сквозные признаки. Табл. 78 получена из табл. 75 путем исключения всех объектов подтипа «А». Для составления табл. 79 потребовалось убрать все сквозные для нее столбцы и все строки, начиная с седьмой.

Результаты решения этих таблиц в виде P_i и $I(S)$ приведены в табл. 74, 75 и отображены на рис. 63.

Выделение этих таблиц было произведено по перекрывающимся последовательностям признаков, что дало возможность сравнить результаты решений. При согласовании результатов решений было выявлено,

* Чтобы не загружать текст, табл. 76—80 в работе не приводятся, так как они легко получаются комбинацией строк в общей таблице решения (см. табл. 75).

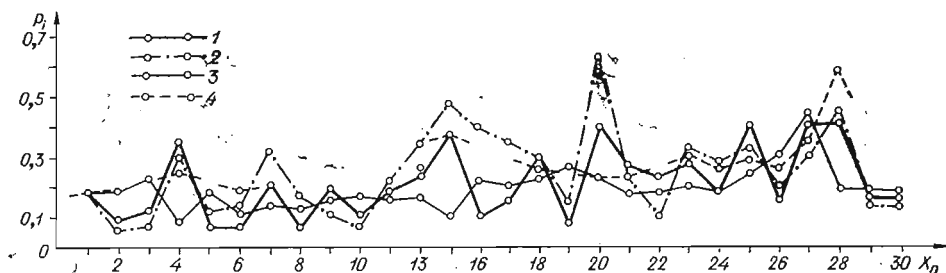


Рис. 63. Сравнение P_i признаков для таблиц T_{76} (1), T_{77} (2), T_{78} (3), T_{79} (4).

что совокупность характеристических признаков подразделяется на три комплекта, представляющих собой последовательность признаков, установленную по убыванию значений их информемкости:

I. Комплект «общий для типа»: $\{X_{23}, X_{18}, X_7, X_{24}, X_1, X_{29}, X_{30}, X_{26}, X_9, X_{12}, X_{17}, X_{22}, X_6, X_8\}$.

II. Комплект подтипа «А»: $\{X_{14}, X_{20}, X_{28}, X_{25}, X_4, X_{13}, X_{21}\}$.

III. Комплект подтипа «Б»: $\{X_{27}, X_{19}, X_3, X_{16}, X_2, X_5, X_{10}\}$.

Расшифровка значений признаков дана в табл. 74. Средние значения P_i для I, II, III соответственно составляют 0,185; 0,345; 0,236.

Колебания неточности разделения объектов по подтипам получены в пределах 5—10%, т. е. максимальное число «ошибочно» отнесенных объектов к чуждому подтипу равно 2 (из 18) и минимальное — 1. Например, объект B_2 (г. Зуб) независимо от величины таблиц систематически классифицируется как объект подтипа «А». Перестановка объектов внутри каждого из подтипов может быть значительной, но фактически маловажной, поскольку значения информационных весов объектов подтипа очень близки. К тому же знаний об объекте, если для него установлен подтип, практически вполне достаточно, так как задача состоит в том, чтобы произвести грубую разбраковку объектов в типе по заданной цели. Для всех таблиц, подвергнутых обсчету, первым объектом назван A_3 (Талнах), который даже на первом этапе исследования выявлен как наиболее значимый и представительный объект исследуемого формального типа.

Исходя из найденных комплектов признаков, приведенных выше, при геологической интерпретации полученных результатов нами (Дмитриев, Золотухин, Васильев, 1968) были подчеркнуты наиболее важные из них, играющие большую роль как типобразующие признаки.

Из анализа значимости признаков, характеризующих объекты подтипа «А», вытекает, что последние с сульфидными жилами и вкрапленностью образуются в случае возникновения хорошо дифференцированной траптовой интрузии, имеющей форму хонолита. Она должна содержать в своем составе горизонты пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Максимальная магнезиальность и минимальная щелочность исходного расплава, максимальная магнезиальность пикритовых габбро-долеритов, минимальная железистость оливинов (как в нижних, так и в верхних горизонтах интрузии), максимальная основность плагиоклаза в нижних горизонтах, наличие в породах хромита — явные признаки перспективной интрузии подтипа «А».

Залегание дифференцированной траптовой интрузии в карбонатно-мергелистых породах, а также среди туфолавовой толщи базальтоидного состава может расцениваться как благоприятный фактор, каким-то образом способствующий образованию интрузий подтипа «А». Подобным же фактором является наличие гипс-ангидритовых слоев во вмещающей толще, по-видимому, в связи с некоторым обогащением расплава серой за счет этих слоев, как это уже ранее указывалось (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1964).

В качестве признака, так или иначе генетически взаимосвязанного с образованием дифференцированных интрузий (и, следовательно, с наличием близких очагов дифференцирующейся базальтовой магмы), может рассматриваться присутствие во вмещающих породах дифференцированных серий трапсовых лав.

Наличие кислых гибридных пород в составе интрузий, по-видимому, сопряжено с хорошей дифференциацией интрузий подтипа «А» и не является признаком, обуславливающим возникновение оруденения, скорее наоборот (Золотухин, 1964₁). Этот вопрос, однако, требует дальнейших исследований.

Интересно отметить, что наибольшим информативным весом (P_i) в пределах заданной суммы признаков, характеризующих данный тип, обладают значимые интрузии, такие, как Талнахская, Норильск-I и II и другие. Рассмотрение таблиц и результирующего рис. 64, характеризующих интрузии подтипов «А» и «Б» по их информационному весу, показывает, что распределение объектов по значимости (по подтипам) в исходной таблице было в целом произведено правильно. Близкими к подтипу «А», как выясняется, являются интрузии Куломбинская и Хюкта (они составляют промежуточную переходную группу от «А» и «Б»). Куломбинская интрузия — перспективный объект для дальнейшего изучения, хотя на значительную никеленосность сульфидов в ней рассчитывать не приходится (недостаточная магнезиальность пород — X_2 и повышенная железистость оливина — X_3).

Как вытекает из сказанного выше, формирование интрузий подтипа «А» обусловлено многими факторами.

С другой стороны, очевидно, что для формирования интрузий группы «А» необходимо присутствие в ней пикритовых габбро-долеритов, для группы «Б» они не обязательны. Из приведенного материала следует, что присутствие одних такситовых габбро-долеритов в интрузии — недостаточное условие, чтобы она могла стать значимой и попала в подтип «А». Сульфиды будут в интрузии и в этом случае, но они будут бедны никелем, как это показано для интрузий подтипа «Б» (Виленский и др., 1964). Для того, чтобы в сульфиде появился никель и, следовательно, интрузия обрела значимость, она должна содержать горизонт пикритовых габбро-долеритов с условием, что в них будет не менее 16,5 вес. % MgO , а железистость оливина в них не будет превышать 25% Φ_a . При таком составе оливина в породах заметную роль играет силикатный никель (Годлевский, 1957; Генкин и др., 1963), который в процессе образования такситовых горизонтов интрузии может переводиться в сульфидную форму (Золотухин, 1965₁).

Таким образом, уже на первом этапе исследований дифференцированные трапсовые интрузии северо-запада Сибирской платформы, обладаю-

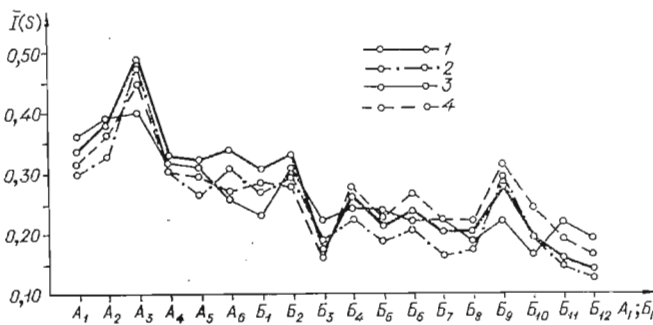


Рис. 64. Сравнение $\bar{I}(S)$ объектов для таблиц Т76 (1), Т77 (2), Т78 (3), Т79 (4).

щие целым рядом сходных характеристических признаков, но различающиеся между собой масштабами оруденения, были подразделены на два подтипа. Для каждого подтипа, как и для типа в целом, был выявлен комплект характеристических признаков, располагающихся в определенной последовательности, установленной по убыванию значений информационных весов (в терминах задач распознавания объектов).

В последние годы дифференцированные трапшевые интрузии (по мнению исследователей, изучавших их, — перспективные на медно-никелевое оруденение) были обнаружены в других районах Сибирской платформы. Судя по литературным данным (Виленский, Кавардин и др., 1964; Виленский, 1966; Мацак, Панкратов, Пономаренко, 1966; Павлов, 1966) эти интрузии от подобных массивов Норильского района отличаются некоторыми чертами внутреннего строения, минералогическими и петрохимическими особенностями.

Сравнить эти интрузии с изученными нами ранее (Дмитриев, Золотухин, Васильев, 1968) представлялось возможным только при наличии необходимой информации того же уровня, что и для интрузий северо-запада Сибирской платформы. Такую информацию пока удалось собрать лишь для ряда дифференцированных интрузий восточного борта Тунгусской синеклизы.

Здесь, тяготея к Виллойско-Котуйской зоне глубинных разломов, располагается несколько дифференцированных интрузий, восемь из которых (Нинимская, Нижне-Томбинская, Улахан-Вавинская, Лево-Нижне-Виллойская, Вавуканская, Верхне-Томбинская, Хукочар, Велинга) охарактеризованы необходимым набором признаков, закодированных в соответствии с методом исследования в общую таблицу признаков (см. табл. 75, строки 19—26).

Следует отметить, что интрузии восточного борта Тунгусской синеклизы, как и вновь открытые в других районах Сибирской платформы, исследованы далеко не так детально, как многие рудоносные интрузии Норильского района. Поэтому объективная оценка их перспективности на данном этапе изученности была своевременной и экономически важной задачей.

На втором этапе исследований было осуществлено (Дмитриев, Васильев, Золотухин, 1968) сравнительное изучение этих массивов с рудоносными дифференцированными интрузиями Норильского района (группа «А»). С этой целью была сформирована табл. 80 из шести первых (A_{1-6}) и восьми последних (P_{1-8}) строк табл. 75. Сравнение проб и эталонов проводилось по отождествляющим и различающим признакам. Вычисленные информационные веса проб, а также $I(S)$ проб и эталонов по P_i различающих и отождествляющих признаков помещены в табл. 75.

Набор отождествляющих признаков для группы «А» насчитывает 16 штук. Из них сквозными для эталонов и проб являются $\{X_{15}, X_{30}, X_{31}\}$; контрастными (для проб «0», а для эталонов «1» или наоборот) — $\{X_2, X_{10}, X_{19}, X_{20}, X_{31}, X_8\}$; пропорциональными — $\{X_5, X_9, X_{11}, X_{12}\}$; сходящимися — $\{X_{16}, X_{17}\}$ (см. табл. 75, строки 1—6 и 19—26).

С учетом значений P_i и условных весов отождествляющих признаков была произведена оценка информационного веса каждой пробы и их сравнение с эталонами. По данным информационных весов лучшими представителями среди проб (в сравнении с подтипом «А») является P_8 (Велинга), близко к ней стоит P_6 (Верхне-Томбинская) и P_1 (Нинимская).

В целом пробы и эталоны сильно различаются по информационным весам (коэффициент разделения $\rho=0,625$), т. е. имеют значительный разрыв в последовательности $I(S)$, не пересекаясь друг с другом, что хорошо видно на рис. 65.

Таким образом, второй этап исследований при сравнении эталонов и проб по всей совокупности признаков прежде всего выявил сильную контрастность в отождествляющих признаках.

Оказалось, что для обеих групп интрузий характерны дифференцированность (X_{15}), наличие ангидрит-гипсовых слоев в подстилающих породах (X_{30}) и связь с зонами глубинных разломов (X_{31}). Но в отличие от эталонов пробам присущ невысокий процент магнезиальности нижних горизонтов (троктолитовых и оливин-биотитовых габбро-долеритов) — $MgO < 16,5$ вес. % (X_2), высокая их щелочность — $(Na_2O + K_2O) > 1,9$ вес. % (X_8) и отсутствие в них хрома (X_{10}), отсутствие горизонта пикритовых габбро-долеритов (X_{19}) и дифференцированных лав во вмещающих толщах кровли (X_{29}).

Эталон (см. табл. 75) имеет больше отождествляющих (сквозных) признаков, чем пробы, столбцы различающих признаков у которых часто близки к сквозным. Их сравнение также выявляет существенную контрастность признаков. В отличие от эталонов для проб характерна меньшая магнезиальность оливинов нижних — ($Ф_а > 25\%$ (X_3), кроме $П_5$) и верхних ($Ф_а > 35\%$ (X_4)) горизонтов; присутствие выделений магнетита, титаномагнетита (X_{11}) и сульфидной вкрапленности (X_{12}) только в некоторых интрузиях (Нижинская, Верхне-Томбинская, Велинга); для большинства массивов («проб») характерна меньшая степень дифференцированности (X_{16}), отсутствие нижних такситовых габбро-долеритов (X_{17}), несколько иная форма тел (X_{22}).

Некоторые черты сходства и существенные контрастные признаки были выявлены также при сравнении различающих признаков эталонов и проб. Сходство проявляется в том, что в разрезах тех и других интрузий иногда присутствуют верхние такситовые габбро-долериты (X_{18}), наблюдаются различия в степени метаморфизма вмещающих пород (X_{21}), в зависимости от глубины формирования интрузии могут залегать среди различных пород стратиграфического разреза (X_{23} , X_{24} , X_{27}). Но в отличие от интрузий подтипа «А» для всех проб (за исключением $П_1$) характерен менее магнезиальный состав исходных магм — $MgO < 9\%$ (X_1) и более высокое содержание в них щелочей — $(Na_2O + K_2O) > 2,9\%$ (X_7); более кислый состав плагиоклазов нижних горизонтов — $An < 76\%$ (X_6) и отсутствие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах интрузий (X_{13}).

Установленная контрастность существенных признаков проб и эталонов («месторождений») позволяет говорить о возможности выделения нового подтипа среди типа дифференцированных интрузий. От порильского подтипа дифференцированных интрузий он отличается прежде всего такими важными генетическими чертами, как магнезиальность и щелочность исходных расплавов и нижних горизонтов интрузий, степень дифференцированности, наличие пикритовых и нижних такситовых габбро-долеритов.

При всестороннем сравнении проб с подтипом «А» и их упорядочивании по информационным весам пробы расположились в конце общей последовательности объектов (см. рис. 65).

Все это вместе взятое, а также выявленное слабое сродство проб с подтипом «А», по-видимому, обусловленное совпадением менее значимых признаков, свидетельствует о том, что в целом группа исследованных интрузий восточного борта мало перспективна на оруденение порильского типа (что не исключает наличия оруденения иной природы).

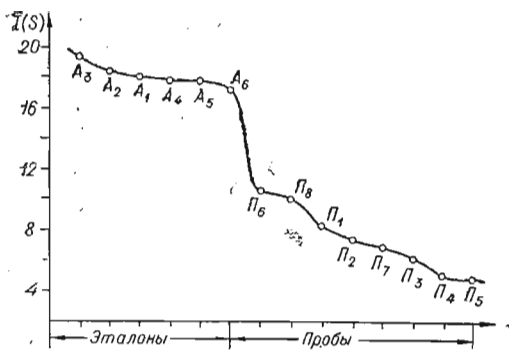


Рис. 65. Упорядочение и сравнение информационных весов для эталонов и проб.

Информационные веса (P_i) минералого-петрохимических признаков выделенных подтипов

	X_1	X_2	X_3	X_4	X_5	X_6	X_7	X_8	X_9	X_{10}	X_{11}	X_{12}	X_{13}	X_{14}	X_{15}
Подтип «А» («месторожде- ния»)	0,182	—	—	0,253	—	0,182	0,182	—	—	—	—	—	0,257	0,396	—
Подтип «Б» («ру- допроявления»)	0,193	0,184	0,228	0,085	0,135	0,122	0,168	0,128	0,169	0,150	—	0,169	0,156	0,096	0,206
Подтип «П» («пробы»)	0,164	—	—	—	0,221	0,164	0,203	—	0,302	—	0,201	0,201	0,209	—	0,301

Примечание. Пороги значений признаков (X_i) приведены в табл. 74.

Упорядочивание проб по информационным весам $I(S)$ внутри группы дает тот же порядок чередования проб, что и при сравнении их с «месторождениями». Такая тождественность упорядочивания (см. табл. 75) говорит о том, что при наличии необходимой информации с эталонами («месторождениями») может быть сравнен любой объект данного типа.

Межрегиональное сравнение групп интрузий приводит к изменению ранее выявленного (Дмитриев, Золотухин, Васильев, 1968) порядка групп признаков. На первое место выходят общие для всех интрузий типа признаки геолого-тектонической обстановки, на второе — группа признаков внутреннего строения интрузий. Группы минералогических и петрохимических признаков, подчеркивающие индивидуальность каждого массива, заняли соответственно третье и четвертое место. И, наоборот, внутри каждого подтипа ведущее место принадлежит минералого-петрохимическим признакам, составляющим половину (15 признаков) всей информации по исследуемым объектам. Причем пространство этих признаков может быть значительно расширено за счет ввода новых информативных данных (глиноземистость, петрохимические коэффициенты и т. п.), что еще больше повысит содержательность и, следовательно, информационный вес этой группы.

Учитывая контрастность многих минералого-петрохимических признаков для сравниваемых подтипов, мы попытались выяснить значимость их роли в отнесении того или иного объекта к одному из подтипов.

В табл. 81 приведены информационные веса (P_i) минералого-петрохимических признаков для каждой группы («А», «Б», «П»). Обращает на себя внимание обилие прочерков в строчках «А» и «П», обозначающих сквозные признаки, информационный вес которых максимален и равен 1. Но эта общность строк кажущаяся, так как в таблицах решения одни и те же признаки для подтипов «месторождения» и «пробы» контрастны, т. е. для первого подтипа столбец признака выполнен только единицами или нулями, а для подтипа «пробы», наоборот, только нулями или единицами (см. табл. 75). Такими контрастными признаками для подтипов «А» и «П» являются X_2 , X_3 , X_8 , X_{10} . Наглядно контрастность минералого-петрографических признаков для выде-

ленных групп представлена на графике (рис. 66), где информационные веса максимально контрастных признаков (X_2, X_3, X_8, X_{10}), равные 1, для подтипов «месторождения» и «пробы» отлагались по разные стороны от горизонтальной оси. Поскольку информационный вес признака (P_i) определяется отношением числа тестов, в которые входит столбец с этим признаком, к числу тупиковых тестов (Дмитриев, Журавлев, Кренделев, 1968), зависящих от соотношения нулей и единиц в столбцах, то следовательно, по соотношению нулей и единиц в столбце любого признака в каждом подтипе мы можем отнести информационный вес этого признака к одной из групп контрастных признаков. Например, X_3 — контрастный признак. Для подтипа «А» он представлен только нулями, для подтипа «П» — только единицами, а в подтипе «Б» он принимает те и другие значения, но явно преобладают единицы (9 из 12 значений). Несомненно, что этот признак по соотношению нулей и единиц ближе к подтипу «пробы», чем «месторождения», и поэтому на рис. 66 точка его информационного веса нанесена на той же половине графика, что и точка для подтипа «пробы».

Положение других точек на графике рис. 66 определялось следующим образом. Так как для большинства остающихся признаков ($X_4, X_5, X_9, X_{11}, X_{14}, X_{16}$) в табл. 81 имеется только один прочерк ($P_i=1$) в подтипе «А» или «П», то точки с этим значением P_i наносятся на соответствующую сторону графика, где уже нанесены точки для контрастных признаков этих подтипов. Затем по соотношению нулей и единиц в других подтипах (см. табл. 75) и их информационным весам определяется положение остальных точек этого признака.

Как следует из графика на рис. 66, наиболее полярны кривые информационных весов минералого-петрохимических признаков для группы «месторождения» и «пробы». Кривая информационных весов этих же признаков для подтипа «руднопроявления» занимает между ними промежуточное положение, по ряду признаков приближаясь к подтипу «А» (X_1, X_7, X_{11}) или к подтипу «П» (X_3, X_6, X_{13}, X_{16}).

Анализируя данные табл. 81 и график (см. рис. 66), можно сказать, что объекты группы «А» и «П» полярно отличаются такими свойствами, как магnezность (X_2) и щелочность (X_8) горизонта пикритовых или троктолитовых габбро-долеритов, железистость оливинов нижних горизонтов (X_3) и присутствие в них хромита (X_{10}). Существенны также различия в железистости оливинов верхних горизонтов (X_4) и степени дифференцированности интрузий (X_{16}), в присутствии выделений магнетита и титаномагнетита (X_{11}), рудной вкрапленности (X_{13}), проявлений жильного оруденения (X_{14}) и т. д.

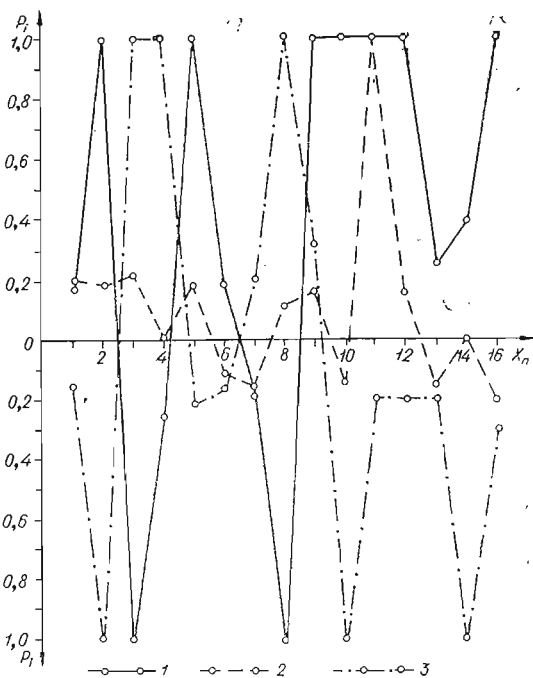


Рис. 66. Сравнение контрастности P_i минералого-петрохимических признаков для объектов различных групп.

1 — эталоны; 2 — руднопроявления; 3 — пробы.

Расширенная таблица признаков

Объекты T_i ; A_i (интрузии)		Индекс	Признаки.								
			1	2	3	4	5	6	7	8	9
Верхнеталнахская	Юго-западная ветвь	T_1	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Северо-восточная ветвь	T_2	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Северо-западная ветвь	T_3	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Хараелахская ветвь	T_4	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Нижнеталнахская	T_5	1	1	0	0	1	1	0	0	0
	Норильск-I	A_1	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Норильск-II	A_2	1	1	0	1	1	1	0	0	1
	г. Черная	A_4	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Имангда	A_5	1	1	0	0	1	1	0	0	1
	Накохоз	A_6	0	1	0	1	1	0	1	0	1
		P_i	0,097	1	1	0,195	1	0,097	0,087	1	0,097

Примечание. Объекты Талнахской группы интрузий обозначены через Т: для других

Для группы «Б» характерна двойственность признаков. Некоторые из признаков — магнезиальность (X_1) и щелочность (X_7) исходного расплава, присутствие вкрапленников магнетита и титаномагнетита (X_{11}) — равноценны для подтипов «рудопоявления» и «месторождения»; другие — железистость оливинов (X_3) и основность плагиоклазов (X_6) нижних горизонтов, наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах интрузий (X_{13}) и степень их дифференцированности (X_{16}) — соответствуют признакам подтипа «пробы». Третья, преобладающая, группа признаков подтипа «Б» по своим информационным весам занимает промежуточное положение между соответствующими признаками подтипов «А» и «П».

Таким образом, выявленные черты сходства и различий минералогическо-петрохимических признаков выделенных групп отражают петрогенетические особенности формирования этих массивов и могут быть самостоятельными оценочными критериями для предварительной разбраковки объектов.

Если учесть, что для дифференцированных трапповых интрузий получение минералогическо-петрохимической информации в заданном объеме не требует больших затрат средств и усилий, то, по-видимому, представляет интерес для всех открытых и вновь открываемых интрузий этого типа собрать подобную информацию, чтобы произвести предварительную оценку и разбраковку объектов хотя бы по этим признакам, если нет более полного набора сведений.

Таким образом, второй этап исследований показал, что для любой дифференцированной интрузии Сибирской платформы по информационному весу и выявленному сходству и различию наиболее существенных признаков с таковыми для эталонов может быть дана предварительная оценка ее перспективности на оруденение норильского типа.

На третьем этапе исследований было увеличено число объектов подтипа «месторождения» (эталон) и с помощью построения всех тупиковых тесторов произведено межтабличное исследование объектов, принадлежащих к выделенным нами группам.

Как изложено выше, по данным буровых работ НКГРЭ оказалось, что Талнахская интрузия состоит из четырех крупных ветвей, объединенных общим подводящим каналом. Кроме того, была выявлена самостоятельная Нижнеталнахская интрузия, обладающая целым рядом сход-

подтипа «месторождения» (эталоны)

$X_n; n=31$																															
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	$I(S)$									
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1	3,850								
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1	3,850								
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	3,508								
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	3,508								
0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	2,192								
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	2,290								
1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	2,777								
1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1	2,850								
1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	2,460								
1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	2,289								
0,097	—	—	0,00	0,317	—	—	—	1,00	—	0,731	0,422	—	0,495	0,683	0,341	0,195	0,195	0,609	—	—	—	—									

интрузий сохранена индексация табл. 75.

ных черт с другими дифференцированными массивами района. Ветви Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий были охарактеризованы ранее принятым списком признаков и включены в таблицу «месторождения» в качестве самостоятельных объектов исследования (табл. 82). Тестовый анализ признаков этой группы показал, что ветви Верхнеталнахской интрузии в упорядоченной последовательности объектов по значениям информационных весов строк ($I(S)$) занимают первые места, существенно не отличаясь от других объектов этой подгруппы (рис. 67). Нижнеталнахская интрузия занимает в этой последовательности последнее место, значительно отличаясь по величине $I(S)$ от Верхнеталнахской интрузии, что косвенно указывает на самостоятельность этих массивов.

На данном этапе решения задачи увеличение числа объектов позволяет осуществить их межтабличное изучение. С этой целью для сравнительного изучения двух или нескольких таблиц предложено понятие «тестор» (Васильев, Дмитриев, Золотухин, 1973).

Набор (i_1, i_2, \dots, i_l) столбцов, состоящих из алфавита $\{0, 1\}$ таблицы M называется тестором для таблиц M_1 и M_2 , если после удаления из M столбцов, не вошедших в набор (i_1, i_2, \dots, i_l) , в таблицах M_1 и M_2 не будет совпадающих строк. Согласно этому определению тестор допускает избыточность, «перерасход» столбцов на построение одного тестора. Для того, чтобы повысить экономичность тестора, вводится понятие «тупииковый тестор».

Тестор M_1 и M_2 из M называется тупииковым тестором t^* , если после удаления из него какого-либо столбца он перестает быть тестором для M_1 и M_2 .

Подчеркнем, что в определении тупиикового тестора косвенно содержится указание на качество столбцов, организованных в данный тестор t^* . Чем меньше столбцов затрачивается на построение тупиикового тестора, тем выше различающая способность столбцов. В пределе две таблицы могут различаться одним столбцом, который отображает специфику таблиц противоположным значением.

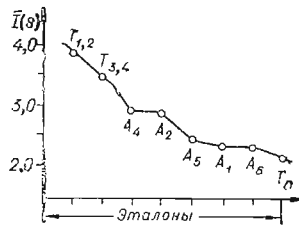


Рис. 67. Упорядочение объектов подтипа «месторождения» по информационным весам.

Пример 1. Пусть M разбита на M_1 и M_2 таким образом:

$$M = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_3 \ X_4 \ X_5 \\ \left[\begin{array}{ccccc} 1 & 1 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & 1 \\ 1 & 0 & 1 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 1 \end{array} \right] \end{array} \quad M_1 = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_3 \ X_4 \ X_5 \\ \left[\begin{array}{ccccc} 1 & 1 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & 1 \\ 1 & 0 & 1 & 0 & 1 \end{array} \right] \end{array} \\ M_2 = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_3 \ X_4 \ X_5 \\ \left[\begin{array}{ccccc} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 1 \end{array} \right] \end{array}$$

Очевидно, что набор столбцов (X_2, X_3) является тупиковым тестором для M_1 и M_2 . Удалив из M столбцы (X_1, X_4, X_5) и перейдя к таблицам M_1 и M_2 , получим:

$$M'_1 = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad \text{и для } M'_2 = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$$

Все строки M'_1 отличны от строк M'_2 .

Чтобы выделить группу признаков (столбцов), характеризующую исследуемые объекты (строки таблиц) по их свойству максимально разделять строки таблиц M_1, M_2, \dots , воспользуемся следующей величиной.

Пусть K^* — число всех тупиковых тесторов таблицы M , скомпонованной из M_1 и M_2 , а K_i^* — число тупиковых тесторов, в которое вошел столбец за номером X_i .

Число $P^* = \frac{K_i^*}{K^*} (i=1, 2, \dots, n)$ называется тесторным информационным весом признака X_i .

Пример 2. Пусть имеется M_1 и M_2 , такие, что

$$M_1 = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_3 \ X_4 \ X_5 \\ \left[\begin{array}{ccccc} 0 & 1 & 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 0 & 1 & 1 & 0 \end{array} \right] \end{array} \quad M_2 = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_3 \ X_4 \ X_5 \\ \left[\begin{array}{ccccc} 1 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{array} \right] \end{array}$$

Тупиковые тесторные наборы для них следующие:

$$M'_1 = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_4 \\ \left[\begin{array}{ccc} 0 & 1 & 1 \\ 1 & 0 & 1 \\ 1 & 0 & 1 \end{array} \right] \end{array} \quad M''_1 = \begin{array}{c} X_2 \ X_3 \ X_4 \\ \left[\begin{array}{ccc} 1 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \end{array} \right] \end{array} \\ M'_2 = \begin{array}{c} X_1 \ X_2 \ X_4 \\ \left[\begin{array}{ccc} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{array} \right] \end{array} \quad M''_2 = \begin{array}{c} X_2 \ X_3 \ X_4 \\ \left[\begin{array}{ccc} 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{array} \right] \end{array}$$

Отсюда вычисляются: $P_1^* = P_3^* = \frac{1}{2}$; $P_2^* = P_4^* = 1$; $P_5^* = 0$, поскольку X_5 не входит ни в один из тупиковых наборов.

На базе указанных понятий и процедур возможно выделить группы признаков, наиболее полезные в изучении различий таблиц, и построить схему распознавания объектов.

Распознавание с использованием тупиковых тесторов в данном случае производилось по алгоритму «голосование по тесторам».

Нам задано два класса объектов («месторождения» и «рудопроявления») для процедуры обучения и один класс объектов («пробы») для процедуры экзамена в виде таблиц бинарных символов. Пусть таблицы M_1 («месторождения») и M_2 («рудопроявления»), состоящие из m_1 и m_2 строк, называются таблицами эталонов, а таблица M_3 («пробы»), состоящая из m_3 строк, называется таблицей экзамена:

$$M = \left[\begin{array}{c} M_1 = \left[\begin{array}{c} \alpha_1 \\ \alpha_2 \\ \vdots \\ \alpha_{m_1} \end{array} \right] \\ M_2 = \left[\begin{array}{c} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_{m_2} \end{array} \right] \end{array} \right] \quad \text{и} \quad M_3 = \left[\begin{array}{c} \gamma_1 \\ \gamma_2 \\ \vdots \\ \gamma_{m_3} \end{array} \right]$$

Для отнесения γ_i ($i=1, 2, \dots, m_3$) к классам M_1 и M_2 поступаем таким путем. Отстраиваются все тупиковые тесторы в таблицах M_{1ik} , $k=1, 2, \dots, m_1$, M_{2ij} , $j=1, 2, \dots, m_2$, получаемых из M_{2ij} выбрасыванием всех столбцов, по которым строки γ_i и α_k не совпадают.

Пусть τ (s) число тупиковых тесторов в таблице S , тогда сравниваем величины

$$A_{i_1} = m_1 \sum_{j=1}^{m_2} \tau(M_{2ij}) \quad \text{и} \quad A_{i_2} = m_2 \sum_{k=1}^{m_1} \tau(M_{1ik}). \quad (1)$$

Из соотношения (1) можно определить принадлежность данной пробы γ_i к заранее выделенным классам по неравенствам:

если $A_{i_2} > A_{i_1}$, то γ_i принадлежит к классу M_2 ;

если $A_{i_2} < A_{i_1}$, то γ_i принадлежит к классу M_1 ;

если $A_{i_2} = A_{i_1}$, то γ_i на заданных классах не сортируется.

В реальных задачах выбирается некий порог ε -сортировки, чаще всего решение отнести к данному классу пробу γ_i принимается, если $A_{i_2} > A_{i_1}$ не менее, чем на 10%.

В случае необходимости распознавания проб по одной таблице эталонов употребляется процедура «голосования по тестам». Пусть задана M_{mn} таблица, такая, что $M_{mn} = \{a_{ij}\}$, где $a_{ij} \in \{0, 1\}$, а $i=1, 2, \dots, n$; $j=1, 2, \dots, m$, составленная из m -эталонов и n -признаков. Имеется подлежащая распознаванию проба $S_\gamma = \{a_{1\gamma}, a_{2\gamma}, \dots, a_{n\gamma}\}$, которую следует отнести к одному из эталонов класса.

Построим $\{a_{i'j}\}$ ($i=1, 2, \dots, l$) — некоторый тупиковый тест таблиц M_{mn} , далее в таблице M выделим подмножество столбцов X_i с номерами $(1, 2, \dots, l)$. Тогда, если для данного S_j ($j=1, 2, \dots, l$) выполняется

$$a_{i'j} = a_{i\gamma}, \quad (2)$$

принимается, что выбранный тест «подает голос» за отнесение данной пробы

Таблица решений «месторожк

№ ст-ки	Объекты $A_i, B_i, П_i$ (интрузии)	Индекс	Группа (под-тип)	Признаки							
				1	2	3	4	5	6	7	
1	Верхнегалахская	Юго-западная	T_1	«Месторождения»	1	1	0	0	1	1	0
2		Северо-восточная	T_2		1	1	0	0	1	1	0
3		Северо-западная	T_3		1	1	0	0	1	1	0
4		Харагалахская	T_4		1	1	0	0	1	1	0
5		Нижнегалахская	T_5		1	1	0	0	1	1	0
6	Норильск-I	A_1			1	1	0	0	1	1	0
7	Норильск-II	A_2			1	1	0	1	1	1	0
8	г. Черная	A_4			1	1	0	0	1	1	0
9	Имангда	A_5			1	1	0	0	1	1	0
10	Накохоз	A_6			0	1	0	1	1	0	1
23	Нивимская	$П_1$	«Пробы»	0	0	1	1	0	1	0	
24	Нижнегомбинская	$П_2$		0	0	1	1	1	0	1	
25	Улакан-Вавинская	$П_3$		0	0	1	1	0	0	1	
26	Лево-Нижне-Виллойская	$П_4$		0	0	1	1	0	0	1	
27	Вавуканская	$П_5$		0	0	1	1	0	0	1	
28	Верхнегомбинская	$П_6$		0	0	1	1	1	0	1	
29	Хуочар	$П_7$		0	0	1	1	1	0	1	
30	Велинга	$П_8$		0	0	1	1	1	0	1	

к j -му эталону. Если хотя бы для одного из l нарушается равенство (2), то данный тест от голосования воздерживается.

Естественно относить экзаменуемую пробу к эталону S_j , если для него выявлено, что $K_j = \max_{1 < j < m} \{K_j\}$. При равномерном распределении голов решение о принадлежности данной пробы к данному эталону не принимается. Как и в случае тесторного голосования, здесь применяется порог ε -сортировки.

Предлагаемая схема диагностики в основе своей базируется на логических положениях и ее работа предпочтительна для массивов информации с преимуществом логических переменных.

Объекты полученной таблицы эталонов (см. табл. 82) тесторным анализом сравнивались с объектами других подтипов. Были вычислены различающие тесторные веса признаков (R_i) для табличных пар: «месторождения» — «пробы» и «рудопроявления» — «пробы». Затем с помощью алгоритма «тесторное голосование» вычислялась мера принадлежности «проб» ($П_{1-8}$) к «месторождениям» и «рудопроявлениям», а с помощью тестов была выявлена мера «сродства» каждого объекта подтипа «пробы» с объектами других подтипов.

Для тесторного анализа табличных пар были образованы табл. 83 и 84. Табл. 83 («месторождения» — «пробы») была сформирована из табл. 82 и восьми последних строк табл. 75 ($П_{1-8}$). В табл. 84 («рудопроявления» — «пробы») вошли одноименные подтаблицы, занимающие с 7 по 26 строки табл. 75 (B_{1-12} и $П_{1-8}$).

В результате построения всех тушковых тесторов для табличных пар («месторождения» — «пробы», табл. 83; «рудопроявления» — «пробы», табл. 84) были вычислены различающие тесторные веса признаков (R_i), значения которых приведены в табл. 74.

дення» — «пробы»

$X_n, n=31$																														
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31							
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1							
0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1							
0	1	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1							
1	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1							
1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1							
1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	1							
1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1							
1	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	1							
1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1							
1	1	—	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1							

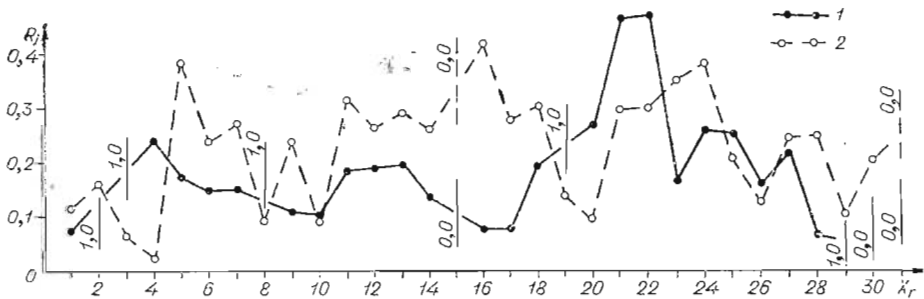
Величина R_i служит «мерой контрастности» признака при сравнении табличной пары. Если при сравнении минералого-петрохимических признаков подтипов «А» и «П» (Васильев, Дмитриев, Золотухин, 1973) их контрастность определялась только характером заполнения отдельных столбцов, то при тесторном анализе табличных пар в этот процесс вовлекаются также столбцы всех совокупных (в тесторах) групп признаков, различающих исследуемые таблицы. При этом наибольшей контрастностью обладают те признаки таблицы решения, у которых в одной подтаблице столбец признака заполнен только 1, а в другой подтаблице столбец этого же признака содержит только 0. В этом случае тесторный вес признака $R_i=1$. Например, при анализе табл. 83 («месторождения» — «рудопроявления») такими признаками являются $X_2, X_3, X_8, X_{19}, X_{29}$. Это преимущественно признаки, характеризующие нижние дифференциаты интрузий — их магнезиальность (X_2), железистость оливинов (X_3) и содержание щелочей (X_8), наличие горизонтов шикритовых габбро-долеритов в составе интрузии (X_{19}) и присутствие дифференцированных лав во вмещающих породах (X_{29}). Среди других признаков наибольшей контрастностью обладают X_{21} (интенсивность метаморфизма пород в экзо- и эндоконтакте) и X_{22} (форма интрузий); менее контрастны — $X_1, X_{16}, X_{17}, X_{28}$, что соответствует магнезиальности исходного расплава, степени дифференциации интрузий, наличию нижних такситовых габбро-долеритов и литологическому составу вмещающих пород. Таким же образом выявляется степень контрастности признаков для таблиц «рудопроявления» — «пробы» (табл. 84, рис. 68). На рис. 68 хорошо видно, что ряд признаков, обнаруживающих контрастность при анализе табл. 83, проявляют себя как минимально контрастные при решении табл. 84. К таким признакам относятся прежде всего те, у которых в одной из пар таблиц $R_i=1$, например, $X_2, X_3, X_8, X_{19}, X_{29}$. Для других признаков эта вели-

Таблица решений «рудо

№ строки	Объекты $A_i, B_i, П_i$ (интрузии)	Индекс	Группа (под-тип)	Признами						
				1	2	3	4	5	6	7
11	Хюкта	B_1	«Рудопроявления»	1	1	1	1	0	0	1
12	г. Зуб	B_2		1	1	0	1	1	1	1
13	Второй порог	B_3		1	1	1	1	1	0	0
14	г. Озерная	B_4		1	0	1	1	1	0	0
15	г. Подкова	B_5		0	0	1	1	1	0	0
16	Рудничный Камень	B_6		0	1	1	1	1	1	1
17	Нижняя-I	B_7		1	0	1	1	1	0	0
18	Нижняя-II	B_8		1	1	1	1	1	0	0
19	Куломбинская	B_9		0	0	1	1	1	0	1
20	Галельская	B_{10}		0	0	1	1	0	0	1
21	Моронговская	B_{11}		1	1	0	0	1	1	0
22	Нижнефокинская	B_{12}		1	1	0	0	1	0	0
23	Нинимская	$П_1$	«Пробы»	0	0	1	1	0	1	0
24	Нижнетомбинская	$П_2$		0	0	1	1	1	0	1
25	Улакан-Вавинская	$П_3$		0	0	1	1	0	0	1
26	Лево-Нижне-Виллойская	$П_4$		0	0	1	1	0	0	1
27	Вавукавская	$П_5$		0	0	1	1	0	0	1
28	Верхнетомбинская	$П_6$		0	0	1	1	1	0	1
29	Хукочар	$П_7$		0	0	1	1	1	0	1
30	Велинга	$П_8$		0	0	1	1	1	0	1

чина определяется как разность значений R_i для сравниваемых табличных пар. Наибольшей она будет для X_{16}, X_{17}, X_4, X_5 и т. д. Для $X_{10}, X_{27}, X_{25}, X_{26}, X_6$ разность значений R_i будет минимальна (см. рис. 68).

Выявление меры принадлежности объектов подтипа «пробы» ($П_{1-8}$) к «месторождениям» и «рудопроявлениям» было проведено «тесторным голосованием», результаты которого представлены в табл. 85, 86. С помощью вычислений обнаружено (см. табл. 85), что среди «проб» только одна ($П_1$) тяготеет к «месторождениям». Наиболее сильно она взаимосвязана с интрузией Норильск-II (табл. 85, объект A_2), в то время как другие «пробы» ($П_{2-8}$) с объектами подтипа «месторождения» сходства не имеют.

Рис. 68. Величины R_1 признаков для таблиц.

1 — табл. 83 («месторождения» — «рудопроявления»), 2 — табл. 84 («рудопроявления» — «пробы»).

проявления» — «пробы»

 $X_n, n=31$

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	1	1
1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1
0	1	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1
1	1	0	1	1	1	0	1	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1
1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1
1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	1
0	1	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	1
1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1
1	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	1
1	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1
0	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	1
0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	1
1	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1
1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	1	0	1	1
1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1
1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1
1	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	1
1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1
1	1	—	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1

В свою очередь, из табл. 86 следует, что все «пробы» принадлежат к подтипу «рудопроявления», но степень их погружения в объекты этого подтипа далеко не одинакова. Большинство «проб» (Π_{2-5}, Π_7) наиболее взаимосвязано с объектом B_{10} , а Π_8 с B_9 . В табл. 86 приведены также суммы нормативных тесторных голосов ($\sum R_n$) за данный объект подтипа Б (крайний вертикальный столбец) и за данную пробу (нижняя строчка). Для всех объектов подтипа «пробы» эти величины близки, в то время как для горизонтальных строк эти величины, суммирующие значения тесторов вхождения одного из объектов рудопоявления в каждый объект подтипа «пробы», характеризуется большим разбросом. Наглядно это представлено на рис. 69.

Подобная же взаимосвязь объектов была получена при поисках ближайших аналогов проб среди объектов «месторождений» и «рудопоявлений» при решении табл. 83 и 84 методом «тестового голосования». Результаты решения даны в табл. 87, 88. Из табл. 87 следует, что ближайшим «ана-

Таблица 85

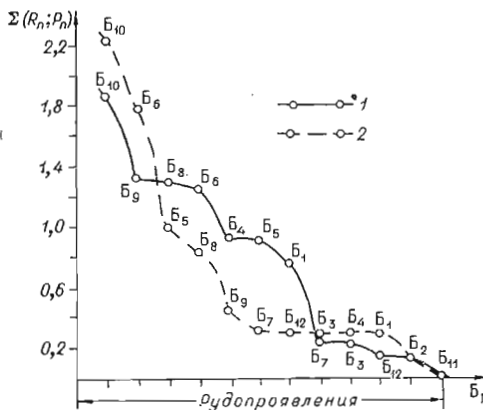
Результаты «тесторного голосования»
табл. 83 («месторождения» — «пробы»)

T_i, A_i	Π_i							
	Π_1	Π_2	Π_3	Π_4	Π_5	Π_6	Π_7	Π_8
T_1	0,063	0	0	0	0	0	0	0
T_2	0,063	0	0	0	0	0	0	0
T_3	0,051	0	0	0	0	0	0	0
T_4	0,051	0	0	0	0	0	0	0
T_5	0,013	0	0	0	0	0	0	0
A_1	0,140	0	0	0	0	0	0	0
A_2	0,393	0	0	0	0	0	0	0
A_4	0	0	0	0	0	0	0	0
A_5	0,165	0	0	0	0	0	0	0
A_6	0,051	—	—	—	—	—	—	—

Результаты «тесторного голосования» табл. 84
(«рудопроявления» — «пробы»)

Б _i	П _i								ΣR _n (Б)
	П ₁	П ₂	П ₃	П ₄	П ₅	П ₆	П ₇	П ₈	
Б ₁	0,060	0,049	0,029	0,098	0,098	0,157	0,156	0,113	0,760
Б ₂	0,021	0,090	0,004	0,010	0,010	0,010	0,029	0,037	0,130
Б ₃	0	0,027	0,041	0,035	0,035	0,007	0,022	0,059	0,226
Б ₄	0,660	0,032	0,053	0,023	0,023	0,107	0,008	0,027	0,933
Б ₅	0,220	0,095	0,152	0,094	0,094	0,125	0,041	0,092	0,913
Б ₆	0,350	0,089	0,074	0,109	0,109	0,063	0,182	0,280	1,256
Б ₇	0	0,044	0,074	0,038	0,038	0,004	0,020	0,047	0,265
Б ₈	0,660	0,046	0,041	0,099	0,099	0,050	0,141	0,193	1,325
Б ₉	0,122	0,194	0,093	0,162	0,162	0,374	0,163	0,073	1,343
Б ₁₀	0,063	0,405	0,413	0,282	0,282	0,098	0,228	0,067	1,892
Б ₁₁	0,024	0	0	0	0	0	0	0	0,024
Б ₁₂	0	0,009	0,025	0,041	0,041	0,003	0,008	0,011	0,138
ΣR _n (П)	0,810	0,955	0,986	0,962	0,962	0,950	0,860	0,855	

логом» Нинимской интрузии (П₁) среди «месторождений» является Норильск-II (А₂), в то время как другие пробы (П₂₋₃) себе подобных интрузий среди «месторождений» не имеют (в решении не участвовали



объекты Талнахской группы — Т₁₋₅). Среди «проб» и «рудопроявлений» (см. табл. 88) наибольшей мерой «сродства» обладают Нинимская (П₁) и Озерная (Б₄) интрузии. Объекты П₂₋₅ имеют своим ближайшим аналогом Галельскую интрузию (Б₁₀), а П_{7,8} — интрузию Рудничный камень (Б₆). Суммы нормативных тестор-

Рис. 69. Распределение объектов Б_i («рудопроявления») по суммированным результатам тесторного (1) и тестового (2) голосования.

вых голосов (ΣP_n) оказались довольно близкими для вертикальных столбцов («пробы») и различными для горизонтальных («рудопроявления»). Эти величины также вынесены на рис. 69, что позволяет наглядно сравнить результаты, полученные различными методами.

Таким образом, на основании анализа (на базе построения всех тупиковых тесторов) были вскрыты более глубокие внутренние связи между объектами различных под-

Таблица 87

Результаты «тестового голосования» табл. 83 («месторождения» — «пробы»), без объектов Т

А _i		П _i							
		П ₁	П ₂	П ₃	П ₄	П ₅	П ₆	П ₇	П ₈
А ₁	0,129	0	0	0	0	0	0	0	0
А ₂	0,550	0	0	0	0	0	0	0	0
А ₄	0	0	0	0	0	0	0	0	0
А ₅	0,320	0	0	0	0	0	0	0	0
А ₆	0	—	—	—	—	—	—	—	—

Результаты «тестового голосования» табл. 84 («рудопроявления» — «пробы»)

Б _i	П _i								ΣP _n (Б)
	П ₁	П ₂	П ₃	П ₄	П ₅	П ₆	П ₇	П ₈	
Б ₁	0,094	0	0	0	0	0,162	0,039	0	0,295
Б ₂	0	0,011	0,007	0,020	0,020	0	0,034	0,043	0,135
Б ₃	0	0,047	0,077	0,056	0,056	0	0,034	0,055	0,325
Б ₄	0,134	0	0	0	0	0,167	0	0	0,301
Б ₅	0,645	0	0	0	0	0,347	0	0	0,992
Б ₆	0	0,248	0,202	0,225	0,225	0	0,412	0,465	1,777
Б ₇	0	0,074	0,114	0,043	0,043	0	0,018	0,038	0,330
Б ₈	0	0,076	0,069	0,128	0,128	0	0,205	0,231	0,837
Б ₉	0,131	0	0	0	0	0,323	0	0	0,454
Б ₁₀	0	0,522	0,455	0,423	0,423	0	0,270	0,138	2,231
Б ₁₁	0	0	0	0	0	0	0	0	0,000
Б ₁₂	0	0,022	0,061	0,103	0,103	0	0,017	0,023	0,329
ΣP _n (П)	0,680	0,910	0,975	0,965	0,965	1,00	0,822	0,805	

типов, а также выявлена степень принадлежности вновь открываемых (или потенциально рудоносных) объектов к интрузиям норильского типа, несущим промышленное оруденение. В этом смысле вполне определенный интерес вызывает Нинимская интрузия, тяготеющая к «месторождениям» и характеризующаяся по сравнению с другими пробами слабым погружением в объекты подтипа «рудопроявления».

Выводы и положения настоящего раздела работы получены в фиксированном пространстве признаков табл. 74. Углубление исследований этого направления требует расширения таблиц решения по числу и качеству признаков.

Г Л А В А XVII

ТРАПОВЫЙ МАГМАТИЗМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Эпохи трапового магматизма фиксируются на платформах всех материков земного шара (Соболев, 1936; Лебедев, 1964). Это относится прежде всего к грандиозным проявлениям в интервале пермь—лейас на обширных территориях Южной Африки, Южной и Северной Америки, Антарктиды, Австралии (о-ва Тасмания и Новая Зеландия), Азии (Сибирская и Южно-Китайская платформы и траппы Декана в Индии), Европы (Чешское среднегорье и Восточно-Уральские траппы). Обращает на себя внимание, что максимальное развитие траппов от границы палеозоя и мезозоя до нижнего мезозоя включительно соответствует границе между герцинским и альпийским, а также началу альпийского тектогенеза. Отсюда напрашивается мысль, что в основе массовых излияний платфор-

менных базальтов лежат те же планетарные причины, которые обуславливают и тектонические циклы.

Генерирующие магму очаги по современным представлениям находятся на глубине 100—200 км * в области плутонических землетрясений уже в пределах верхней мантии, которая вряд ли существенно отличается под платформами и геосинклиналями. Становится очевидным, что приуроченность трапсов к платформам связана именно с преобладающим расколовым характером и подвижками блоков фундамента на платформах (преобладают растяжения, связанные с общим воздыманием), в отличие от геосинклиналей, где резко преобладали пликвативные дислокации (сжатие). Едва ли правильно упрощенно представлять роль разломов лишь как путей для подъема готовой глубинной магмы. Представляется более правильным связывать их с возникновением самих магматических очагов при достижении глубинными разломами «критических» глубин с высокими T и P . При уменьшении P в зоне разлома можно ожидать интенсивной дегазации мантийного материала, расплавления его с разрастанием камер, формирование газовых струй, теплоперенос ими в верхние горизонты мантии и нижние части коры, под воздействием которого можно ожидать вертикальной миграции очага и подъема магмы вверх вдоль сети разломов.

Приближенные расчеты подобной модели привели некоторых авторов (Велинский, Меламед, Шарипов, 1969; Велинский, 1970) к оценке времени развития магматического очага в 1—3 млн. лет, что близко к аналогичным оценкам в областях активного вулканизма. Дегазация мантии вдоль сети разломов приведет в дальнейшем к формированию потока сквозьмагматических водных растворов, благодаря которым в магме может установиться определенное соотношение вполне подвижных компонентов. Концентрации и соотношение щелочей ($\mu\text{Na}_2\text{O}:\mu\text{K}_2\text{O}$), как показано Д. С. Коржинским (1959), являются определяющими для степени щелочности кристаллизующихся пород, а также количественных соотношений кристаллизующихся фаз (сдвиг границ полей, котектических линий и эвтектических точек с изменением соотношения активности щелочей).

К настоящему времени установлено, что магма представляет собой ионный силикатный расплав с квазикристаллическим строением и субтаксической (гетерогенной) структурой, в которой можно различать (Жариков, 1969) ближний порядок с упорядоченностью, приближающейся к таковой в кристаллах, и дальний порядок, где в свободном объеме возникают и распадаются различные субтаксические группировки атомов.

Подвижность компонентов зависит от положения в структуре расплава. Расположение в дальней структуре определяет «значительно большую подвижность ионов щелочных металлов по сравнению с другими катионами». Растворимость воды в расплаве определенно зависит от содержания в нем щелочей, причем, в свою очередь, в водных расплавах, в отличие от сухих, за счет образования свободных групп $\text{R}-\text{OH}$ еще больше возрастает подвижность щелочей. Наибольшей подвижностью в расплаве обладает вода, как диссоциированная, так и молекулярная. Предполагается, что перемещение диссоциированной воды идет «не столько диффузией гидроксильных групп, сколько путем трансляции протона от одного иона к другому», в пользу чего говорят данные по диффузии водорода в расплавах (Жариков, 1969).

Благодаря высокой подвижности в силикатных расплавах воды и щелочей их химические потенциалы (μ) поддерживаются на определенном уровне вне зависимости от происходящих в расплаве реакций, т. е. вода (всегда) и щелочи (во многих случаях) ведут себя в магматическом рас-

* Наиболее вероятная глубина магнообразования по А. Н. Заварцкому (1946) — 150 км.

плаве как вполне подвижные компоненты». Поток ионов гидроксидов может привести к сопряженному перемещению катионов (особенно щелочных металлов), последние в растворенном состоянии могут переноситься и путем течения молекулярной воды в свободном объеме расплава. И в том, и в другом случае обусловленный градиентом давлений поток водных сквозьмагматических растворов является инфильтрационным.

При рассмотрении конкретных трапповых пород, развитых на обширной территории Сибирской платформы порядка 1,5 млн. км², выявляется их значительное разнообразие. Тем не менее по признаку щелочности могут быть выделены серии трапповых пород (Виленский, 1967, 1969), образовавшиеся в результате глубинной дифференциации магматических очагов с постепенными переходами от нормального известково-щелочного состава через субщелочной к щелочному. Состав мантии, во всяком случае ее верхней части, согласно Грину и Рингвуду (1968) можно сопоставить с «пиролитом» либо пироповым перидотитом. Состав исходной магмы (или исходных магм) для траппов является результатом лишь частичного плавления упомянутого субстрата мантии*.

Как показали эксперименты при высоких давлениях, при этом получается выплавка не базальтового, а шикритового состава (Ito, Kennedy, 1967; Kushiro et al., 1968), что дало основание О'Хара (O'Hara, 1965, 1968) считать базальты не первичной магмой, а лишь дифференциатами пикритовой магмы, выплавляющейся из перидотитов. Сама же дифференциация пикритовой магмы происходит при ее подъеме к поверхности. Положения О'Хара нашли как сторонников, так и критиков, выставивших ряд резонных возражений (Кутолпи, 1972). Тем не менее думается, что нет оснований полностью отвергать гипотезу О'Хара и первично выплавляемая магма если не имеет пикритового характера, то во всяком случае значительно уклоняется в сторону шикритового состава (Золотухин, Васильев, 1967). Об этом можно судить, например, по средневзвешенным составам норильских дифференцированных интрузий, которые вывести из состава подсчитанного «среднего недифференцированного траппа» не представляется возможным.

Редкость проявления дифференцированных интрузий, по-видимому, означает редкость очень быстрого подъема в верхние горизонты земной коры исходной для них магмы в недифференцированном (или почти недифференцированном) состоянии с проявлением возможностей к ее дифференциации уже в интрузивных камерах. Чаще же дифференциация, по-видимому, осуществляется по пути движения, и к поверхности доходят преимущественно наиболее кислые и легкоплавкие продукты дифференциации, аналогичные верхним дифференциатам интрузий норильского типа. В таком случае можно думать, что преобладающим процессом в поднимающейся магме будет не конвекция, а дифференциация и наиболее распространенные разности базальтов представляют собой продукты конечных этапов с малыми возможностями к дальнейшей дифференциации. Естественно, что легкоплавкая часть раньше достигнет поверхности, а часть, обогащенная недоплавленными остатками субстрата или прото-

* Исходной магмой для них вряд ли также могла быть ультраосновная типа меймечитовой, слагающая эндоконтактную кору закалки у Гулинского дифференцированного ультраосновного массива (Васильев, Золотухин, 1971), располагающегося среди толщ щелочных и субщелочных эффузивов базальтоидного состава. Меймечит, как показано нами (Васильев, Золотухин, 1971), представляет собой механическую смесь разного количества кристаллов оливина с магматической жидкостью постоянного состава, очень недосыщенной SiO₂. Последняя не отвечает по составу ни нормальному базальту, ни любой другой породе, имеющей отношение к траппам, что указывает на большую глубину источника магмы для Гулинского интрузива, чем для траппов, и подобно кимберлитам и другим щелочно-ультраосновным породам связанного с траппами не прямо, а региональной косвенной связью, которая и позволила в свое время ставить вопрос о поисках кимберлитов на Сибирской платформе (Соболев и др., 1964).

выделениями, отстанет по пути. Наиболее основные проявления трапных известны на северо-западе Сибирской платформы, отвечая средневзвешенным составам норильских дифференцированных интрузий и близко соответствуя составам оливин-биотитовых (троктолитовых) до контактовых дифференциатов этих интрузий. Еще более основные составы интрузий моронговского типа в Норильском районе уже не отражают исходного состава магмы (Золотухин, Васильев, 1967), поскольку в значительной мере сложены сегрегациями протовыделений оливина.

Как мы уже отмечали ранее (Золотухин, 1964₁), за счет дифференциации магмы указанного состава могут быть получены представители большинства магматических комплексов, выделяемых М. Л. Лурье и др. (1962). При этом должен возникнуть ряд частных магм (родоначальных для отдельных комплексов), причем эти частные магмы должны локализоваться выше в периферических и промежуточных магматических очагах, которые могут играть роль интрузивных камер, если движение расплава в них приостановится. Каждая интрузивная камера фактически является промежуточным очагом на пути магмы к поверхности. Этажность очагового развития, по-видимому, как раз способствует процессу дифференциации, разбивая его на ряд стадий и пространственно наиболее полно обособляя уже отдифференцировавшийся материал. Если в пределах отдельных интрузивных камер и сравнительно мелких магматических очагов, как показано А. А. Кадиком (1963), вряд ли может осуществляться заметное гравитационное разделение компонентов магматического расплава еще в жидком виде, то в протяженной по вертикали на многие десятки километров магматической колонне такой процесс, по-видимому, уже возможен.

Градиенты температуры и давления, в условиях которых существует магматический расплав, будут стремиться нарушить его однородность и разделить его компоненты вопреки противодействующей диффузии с образованием потоков компонентов. Как отмечает В. А. Жариков (1969), общий поток компонента i в расплаве будет слагаться из трех потоков, соответственно обусловленных градиентами T , P и μ_i . Эффекты перемещения вещества, обусловленные градиентом T и P , «тем значительнее, чем меньше парциальные энтальпии (и энтропии) и объемы компонентов, т. е. наиболее значительны для воды и других легколетучих и более легких компонентов магмы». Тем более процесс разделения можно ожидать в условиях, близких к кристаллизации расплава, когда в нем наиболее полно представлены уже «жидкие кристаллы» — структурные группировки будущих твердых фаз (Есин, 1957; Есин, Гельд, 1955; Жариков, 1969). В это время фактор гравитации, по-видимому, действует столь же энергично, как и в случае уже твердых фаз, и можно ожидать гравитационной дифференциации даже в мелких магматических телах*. На этом этапе порции магмы, обогащенные легкими (Si, Al, щелочи) и обедненные тяжелыми элементами и Mg, через систему подводных каналов и промежуточных очагов выводятся ближе всего к поверхности, а возможности их к дальнейшей внутрикамерной дифференциации пропорционально сокращаются.

Условия температуры и давления определяются глубиной. Если о минимальных T и P в очагах, генерирующих магму, можно высказать лишь предположения (глубине 100—150 км соответствуют давления 30—50 кбар и температуры более 1000° С в соответствии с новыми оценками (Грин, Рингвуд и др., 1968; ср. Винклер, 1969), то о температурах вблизи поверхности в интрузивной камере или излившемся потоке обыкновенно судят по аналогии с наблюдениями на

* Данные экспериментального порядка (Лапин, Курцева, 1958) показывают, что даже в малых объемах ковша в силикатном расплаве за короткое время успевает пройти заметное гравитационное разделение компонентов.

современных вулканах (для базальтов до 1250° С) (Справочник..., 1969).

В последнее время была показана пригодность для термометрии газозо-расплавных включений в минералах изверженных пород (Бакуменко, 1970). Этим методом для дифференцированных интрузий Норильского района получен интервал температур 1250—1350° С, что практически совпадает с температурами сухого плавления этих пород (Золотухин, 1964₁). Минимальные давления магмы оцениваются значениями литостатической нагрузки, хотя и ясно, что первые должны заведомо превышать вторые и иногда весьма существенно (в 3—4 раза), как показывают расчеты (Золотухин, Шарапов, 1968). Попутно отметим, что для послыонного испарывания слоистой толщи движущимся магматическим клином превышение давления магмы над давлением литостатической нагрузки может быть незначительным (несколько десятков атмосфер), а движение магмы порою достигает значительных скоростей (несколько километров в час).

Вопрос о механической активности магмы тесно связан с проблемой пространства для интрузивных камер. Во многих случаях можно наблюдать признаки интенсивного механического воздействия магмы на вмещающие породы, в других случаях такие признаки слабы или совсем отсутствуют, свидетельствуя о механической пассивности магмы. О норильских дифференцированных интрузиях издавна существует представление как об отливках пустот, не нарушающих залегания вмещающих пород (Годлевский, 1959₁; Коровяков и др., 1963). Изучение нами среди прочих и наиболее сложного по конфигурации Талнахского дифференцированного интрузива привело нас к представлениям об основной роли в формировании камеры механического раздвигания и о значительной роли отжатия пластичных нагретых вмещающих пород в участки с наименьшими давлениями (Золотухин, Рябов, 1969), а также дегазации и диссоциации осадочных вмещающих пород под действием высокой температуры внедряющейся магмы (Рябов, Соколова, 1970₁).

Возникновение формы хонолита с согласно залегающими центральными частями и секущими дайкообразными краевыми можно объяснить лишь механическим подъемом кровли над внедряющимся магматическим языком с образованием складки типа сундучной, в краевых флексурных перегибах которой возникает система сколовых трещин, выполняемых магмой из основного согласного тела (Золотухин, Васильев, 1967). По вопросам химической активности и ассимиляционным способностям трапповой магмы высказаны лишь попутно некоторые соображения. Одни исследователи приходят к выводу о малой роли ассимиляции (Масайтис, 1969; Лурье, Масайтис, 1964; и др.), другие считают ее важным фактором в возникновении разнообразия пород (Лебедев, 1955, 1961; Годлевский, 1959₁)*, третьи (Даминова, 1956, 1964; Золотухин, 1964₁ и др.) полагают, что недифференцированные и дифференцированные (остаточные) расплавы обладают различной способностью к ассимиляции осадочных пород, что объясняется их различной насыщенностью водой. «Нормальные» траппы обладают минимальными возможностями к ассимиляции и малой химической активностью, как можно судить по изохимическим превращениям осадочных пород в контактовом ореоле.

У дифференцированных интрузий в контакте с вмещающими породами часто появляются гибридно-метасоматические породы, а также метасоматические, указывающие на воздействие со стороны магмы не только тепловое, но и химическое — реакционное как в магматическую, так и в постмагматическую стадию. Основное значение в контактово-реакционном взаимодействии магмы с вмещающими породами (магматическом замещении), согласно В. А. Жарикову (1969), «имеет соотношение скорости фильтрации сквозьмагматических растворов и градиента активности компонентов,

* Исходная магма для норильских дифференцированных интрузий по М. Н. Годлевскому является гибридизированной ультраосновной.

возникающего при просачивании растворов через контакт магмы и вмещающих пород, причем градиент активности компонентов зависит от состава магмы и вмещающих пород, а скорость фильтрации — от градиента давления.

Появление камерной дифференциации магмы обязано ряду факторов и прежде всего составу магмы и ее температуре, обуславливающим «критическую» вязкость, выше которой гравитация кристаллов (как твердых, так и жидких) незначительна либо отсутствует, как и конвекционные течения в магме, которым придается большое значение (Уэйджер, Браун, 1970).

Вязкость магматического расплава возрастает в результате увеличения структурной упорядоченности по мере падения температуры и давления. Растворенные в расплаве вода и прочие летучие компоненты понижают его вязкость. Установлено, что при одном и том же химическом составе и температуре расплавы, имеющие разную степень упорядочения и разную тепловую историю, обладают разной вязкостью (Есин, 1957).

Основным типом камерной дифференциации считается кристаллизационная и кристаллизационно-кинетическая дифференциация с закономерным изменением снизу вверх по разрезу состава кристаллов твердых растворов оливинов, пироксенов, плагноклазов и остаточной жидкости. Как уже многократно отмечалось, на Сибирской платформе имеют место два основных направления кристаллизационной дифференциации трапповой магмы: 1) с абсолютным обогащением железом по мере дифференциации (путь Феннера) или скаергардский тип, обычно проявляющийся на платформах; 2) с относительным (по сравнению с Mg) обогащением железом при абсолютном падении содержания и железа, и магния и возрастания SiO_2 и щелочей в процессе дифференциации (путь Боуэна), что характерно для серий известково-щелочных лав орогенных областей. По характерным представителям этих направлений кристаллизации на Сибирской платформе выделяют Аламджахский и Норильский типы дифференцированных интрузий. Первый относительно широко распространен, второй известен в основном на северо-западе платформы и в Норильском районе, в особенности там, где концентрируются наиболее основные представители траппового магматизма. Причины различия дифференциации по двум типам еще не совсем ясны и продолжают обсуждаться в литературе. Тем не менее совершенно очевидно, что они отличаются различными режимами кислорода, хорошо фиксируемыми на диаграммах, связывающих $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ (вес. %) (F) и содержание SiO_2 в породах. Здесь кривые, соединяющие фигуративные точки дифференциатов соответствующих интрузий и изображающие отношение F к SiO_2 , обозначают вычисленное направление и величину изменения парциального давления кислорода в течение фракционной кристаллизации (Osborn, 1959).

Совершенно аналогичные, но экспериментальные кривые были получены Осборном (Osborn, 1959) для случаев фракционной кристаллизации в системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, имитирующей базальтовый расплав в условиях: 1) постоянства общего состава и 2) постоянства парциального давления кислорода. При этом было установлено, что крайняя фракционная кристаллизация любой смеси при постоянном общем составе производит только высокожелезистые дифференциаты. Между этими двумя типами экспериментальных кривых лежит множество промежуточных путей, как и для природных серий. Оказалось, что для базальтовой магмы отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ в первичной смеси не является важным, когда рассматривается поздний ход фракционной кристаллизации, вопреки представлениям Йодера и Тилли (Yoder, Tilley, 1962), согласно которым путь кристаллизации определяется в большой мере начальным окислительным состоянием первичной магмы.

Парциальное давление кислорода обеспечивается в основном реакцией диссоциации воды и в меньшей мере других летучих компонентов, с которыми в равновесии находятся окислы железа. Уже Боуэн (Bowen, 1947) справедливо считал, что скаергардская магма следует по пути высокожелезистой дифференциации благодаря ее «сухости». Вопросы растворимости воды в магме вообще и в базальтовой в частности представляют большой интерес и имеют свою литературу. Отметим только оригинальную диаграмму «сброса» воды (флюида) базальтовым расплавом (Хитаров, 1960) в зависимости от T и P , согласно которой магма, будучи предельно насыщенной водой, при 1000°C при движении от уровня давления, равного 3000 атм, до 500 атм теряет 3,5% из общего количества 5,4%. Оставшиеся 1,8% составляют для субвулканической фации то предельное количество, которое может быть также ассимилировано сухой магмой, поступившей на этот горизонт за счет осмотического давления, стремящегося насытить магму водой, величина которого будет тем выше, чем больше степень недосыщенности расплава водой и чем больше общее давление на расплав. За счет дополнительного осмотического давления водного раствора в контакте с ненасыщенными расплавами в природе «будут образовываться расплавы, насыщенные водой, летучими и другими растворимыми компонентами... в частности, с насыщением магм, возникших путем анатектического расплавления, из потока растворов более глубинного происхождения» (Жариков, 1969).

Для норильского типа дифференциации этот механизм может обеспечить путем диссоциации воды постоянное либо возрастающее парциальное давление кислорода за счет дополнительного притока посторонней воды. Там, где такого притока нет, имеет место магматическая система с постоянным составом с закономерным снижением p_{O_2} с падением температуры*. Возражения М. Н. Годлевского (Годлевский, Степанов, 1969) относительно сомнительности влияния режима кислорода на путь дифференциации не являются доказательными, так как исследования и вся концепция Осборна основаны не на методе Кеннеди, который критикуют эти авторы**. То же следует отметить и относительно замечания о кислороде, как о факторе равновесия, и о разнице в числе фаз для обоих случаев. Разницы в числе учитываемых фаз может и не быть за счет того, что 1) такая фаза может быть газовой или жидкой, учесть которую невозможно, и 2) кислород в парагенетическом анализе обычно не учитывается (Коржинский, 1957) как самостоятельный инертный компонент, будучи связан с другими элементами, в случае же его подвижности на него тоже не приходится никакой фазы.

Следует также остановиться на выдвигаемом этими авторами альтернативном тезисе об особой значимости для дифференциации магмы изменения активности виртуальных подвижных компонентов SiO_2 и FeO . Ясно, что в закрытой магматической системе эти компоненты, как их не называть (в отличие от воды, щелочей и кислорода в случае его подвижности), лишь перераспределяются в пределах камеры, что, как и обычно для инертных компонентов, является следствием, а не причиной дифференциации. Тем не менее, построенные авторами мультисистемы $\mu\text{SiO}-\mu\text{FeO}$ представляют интерес, давая картину поведения этих важных компонентов при разных типах дифференциации. Следует только заметить, что справедливы они для одного какого-то момента (а не всего процесса в целом), соответствующего составу учитываемых в построениях жидких фаз, который не остается постоянным, а должен все время меняться по мере их кристаллизации.

* Абсолютно сухой системы, по-видимому, нет, так как сквозьмагматические растворы если не насыщают, то хотя бы частично оводняют магматическую систему.

** Кстати, метод определения парциального давления кислорода в магме, предложенный Кеннеди (1950), возможно, и грешит неточностями, но не настолько, чтобы им нельзя было пользоваться, тем более в относительном плане (Шинкарев, 1970).

Как уже теоретически было показано Д. С. Коржинским (1963₁), парциальное давление кислорода и щелочность магмы находятся во взаимозависимости, что может приводить к варьированию щелочности у нормальных траппов вплоть до субщелочного уклона. Что касается проявления специфических щелочных (а возможно, и субщелочных) траппов, то это, по-видимому, связано с изменением соотношения щелочей в сквозь-магматических растворах и, в конечном счете, с разной глубинностью тех или иных очагов зарождения трапповой магмы.

Интерес представляют ориентировочные подсчеты времени внедрения, гравитации протовыделений, полного застывания и скорости движения магмы в применении к дифференцированным интрузиям (Золотухин, Шарапов, 1968; Золотухин, Васильев, 1967). Для интрузии Норильск-I они соответственно составляют: 11 лет; 0,1—0,6 года; 500 лет и скорость от 30 м/ч до нескольких километров в час.

Следует попутно отметить, что на фоне общей протяженности траппового магматизма (пермь — триас) в 90 млн. лет (285—195 млн. лет, согласно «Справочнику по геохимии», 1969) дифференцированные интрузии обычно фиксируются в средней трети этого интервала (210—250 млн. лет).

Результаты изучения дифференцированных интрузий норильского типа показали, что помимо пород основной расслоенной серии, в разной степени обогащенных оливином (пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие до безоливиновых габбро-долериты), присутствуют также основные пегматоиды как атакситовые (такситовые габбро-долериты), так и равнозернистые (габбро, талнахиты-троктолиты), обыкновенно образующие невыдержанные горизонты, приуроченные к приконтактовым частям интрузий. Детальное изучение этих образований (Золотухин, 1964₁; Золотухин, Васильев, 1967; Рябов, 1969₁) показало, что возникают они в раскаленном, но уже отвердевшем теле той или иной интрузии путем вторичного переплавления интрузивных пород вдоль трещин, по которым проходят струи летучих компонентов из хвостовых, еще кристаллизующихся частей интрузий. Температура их образования, судя по гомогенизации расплавленных включений в пироксенах, находится в пределах 1100—1200° С в отличие от пород основной расслоенной серии, где она несколько выше — 1350—1200° С (Булгакова и др., 1967; Булгакова, 1969; Булгакова, Рябов, 1972).

Причиной приуроченности основных пегматоидов к дифференцированным интрузиям являются 1) неоднородность физико-механических свойств разреза интрузий; 2) продолжающиеся движения головных частей интрузий уже в твердом виде с возникновением здесь послойных расколов и проникновением туда летучих компонентов из еще кристаллизующихся частей. Эти причины зависят, в конечном счете, от магнезиальности исходного состава магмы и ее начальной высокой температуры, что обеспечивает как внутрикамерную дифференциацию, так и длительное поступательное движение пульсирующего характера с перемещением уже в твердом виде головных закристаллизованных частей, где и локализуется большая часть основных пегматоидов (Золотухин, 1964₁; Золотухин, Васильев, 1967).

Присутствие основных пегматоидов сопряжено с рудоносностью интрузий. Как магнетитовое, так и сульфидное оруденение генетически связано с проявлением основных пегматоидов и их растворами, которые метасоматически изменяют не только сами пегматоиды, но и вмещающие их интрузивные и экзоконтактовые породы. Как и указывал А. Н. Заварицкий (1947), именно эти растворы, связанные с пегматитами, а не с интрузиями вообще, непосредственно причастны к их оруденению. Мы не имеем оснований считать вслед за А. Н. Заварицким основные пегматиты чисто метасоматическими образованиями. В то же время это не остаточный, а возрожденный расплав, насыщенный летучими компонентами, приведенными к его возникновению. Расчеты привноса — выноса вещества (Золо-

тухин, Васильев, 1967) убеждают в том, что при этом происходит не только простое перерождение твердой породы в расплав с сохранением изохимичности состава. Чаще всего имеет место нарушение изохимичности со значительным участием метасоматоза. Основные пегматоиды помимо отделения при их кристаллизации собственных рудоносных растворов могли служить и магматическими тепловыми флюидопроводниками (Поспелов, 1963) для затухающего потока сквозьмагматических растворов (Коржинский, 1968).

Наши исследования позволяют утверждать, что присутствие в дифференцированной трапшовой интрузии основных пегматоидов является главной генетической причиной сопутствующего оруденения. Изучение обширного метасоматического изменения первичных пород, а также метасоматитов Талнахского интрузива позволило определить место оруденения в ряду всей гаммы постмагматических метасоматитов. Оруденение в основном связано со стадией кислотного выщелачивания, которая прямо не зависит от температуры (Коржинский, 1965).

В зависимости от близости к основным пегматоидам оруденение может располагаться как в высокотемпературных плагиоклазитах, «альбититах», скарнах и скарноидах, так и в среднетемпературных гранат-серпентиновых метасоматитах. Существует аналогия между вкрапленностью сульфидов (и магнетита) и сплошными рудами, с одной стороны, и реакционными минералами, сопровождающими рудную вкрапленность, и сплошными метасоматитами — с другой. Полевощпатизация (лейкократизация) способствует переводу железа в окисную и затем в сульфидную форму. По сути дела, это начало оруденения в процессе возникновения существенно полевощпатовых («альбититовых») и околоскарновых пород. Развитие рудных минералов по пироксеновым и широксен-гранатовым скарнам с образованием сплошных магнетитовых или сульфидных руд представляет собой аналогию того же процесса в рассеянном виде — в форме возникновения вкрапленности магнетита и сульфидов — в самих интрузиях, но в еще более высокотемпературных условиях. Син- и эпигенетическое оруденение в трапшových дифференцированных интрузиях обязано не процессу ликвации, а постмагматическим изменениям магматических и вмещающих их пород в большом температурном спектре (ориентировочно 800—400° С с ярко выраженным гидротермальным оруденением — до самых низких температур).

ВЫВОДЫ

1. Сложный Талнахский трапзовый интрузив состоит из двух самостоятельных интрузий — верхней и нижней — в полном соответствии с представлениями геологов НКГРЭ. Эти интрузии хотя и близки по времени и обстановке внедрения, но тем не менее не являются ветвями единого магматического тела.

2. Верхняя интрузия, состоящая, как доказано бурением НКГРЭ, из четырех ветвей (Юго-западной, Северо-восточной, Северо-западной и Хараелахской)*, в целом обладает четкой внутрикамерной дифференциацией и кроме контактовых разностей габбро-долеритов имеет (снизу вверх), как и в интрузии Норильск-I, пикритовые, оливиновые и безоливиновые габбро-долериты до кварцевых габбро-долеритов и габбро-диоритов включительно с закономерным изменением количества и состава в этом направлении породообразующих минералов (оливин, пироксен, плагиоклаз).

3. Перечисленные породы слагают основную расслоенную макросерию, возникшую в процессе гравитационной отсадки оливина, и далее эта неравномерность в его распределении закрепляется в процессе основной фазы кристаллизации магмы, подобно тому, как это показано для интрузии Норильск-I (Золотухин, Шарапов, 1968). Наблюдаемая расслоенность внутри макросерии определяется пульсационными условиями в движении магмы, вызывающими также неравномерность в распределении оливина.

4. Пикритовые габбро-долериты включают серию пород от оливинитов и перидотитов через собственно пикритовые габбро-долериты к троктолитам и оливин-биотитовым габбро-долеритам с возможными неоднократными чередованиями этих пород внутри серии. Оливиновые габбро-долериты включают в себя серию от оливин-биотитовых через собственно оливиновые к оливинсодержащим габбро-долеритам. Безоливиновые габбро-долериты представлены серией от оливинсодержащих через собственно безоливиновые к кварцевым габбро-долеритам и габбро-диоритам и другим их метасоматически измененным разностям. Соответственно структуры меняются от сегрегационной через пойкилоофитовую к призматически-офитовой.

5. Расслоенная макросерия составляет основную массу пород Верхнеталнахской интрузии и практически всю Нижнеталнахскую интрузию. Последняя представляет собой в основном чередование пикритовой и оливиновой серий пород с общим преобладанием пикритовых пород, а верхние дифференциаты развиты незначительно, если не считать локального интенсивного развития габбро-диоритов.

* Мы не склонны объединять Северо-западную и Хараелахскую ветви в одну, как это сделано Е. Н. Сухановой (1968), поскольку они равноправны, имея свою морфологию.

6. Наряду с породами расслоенной макросерии Верхнеталнахская интрузия частично сложена и основными пегматоидами, образующими горизонты, линзы, прожилки и дайки.

7. Установлено, что в зависимости от присутствия атакситовой либо равномернозернистой текстуры пегматоидные породы соответственно представлены следующими разновидностями: 1) атакситовыми габбро, оливинсодержащими, оливиновыми и троктолитовыми такситовыми габбро-долеритами; 2) лейкократовыми габбро, оливиновыми габбро, талнахитами (троктолитами). Развитие в пегматоидах равномернозернистой текстуры зависит от интенсивности переработки исходных пород и процессов сборной перекристаллизации.

8. Наряду с доказательством первичнорасплавного, а не чисто метасоматического генезиса пегматоидных габбро-долеритов (Булгакова и др., 1967) получены данные и непосредственно для таковых Верхнеталнахской интрузии (Булгакова, Рябов, 1971), свидетельствующие об их высоких температурах образования (для «вторичных» включений порядка 1100° С).

9. Как и для других дифференцированных интрузий Норильского района (Золотухин, 1964₁; Золотухин, Васильев, 1967), можно считать возникновение основных пегматоидов следствием «возрождения» магмы в результате вторичного плавления интрузивных пород, связанных с прорывом газовых эманаций вдоль ослабленных направлений в раскаленном, но уже твердом интрузиве.

10. Реальность здесь упомянутого процесса вторичного переплавления подтверждается обнаруженными нами (Рябов, Золотухин, 1970) широко развитыми в породах интрузива (и частично за его пределами) псевдотахилитами, слагающими сеть ветвящихся жилородных тел, разобщенных разнообразными по форме проявления метасоматическими породами с образованием псевдобрекчий с участием псевдотахилитов. Ранее псевдотахилиты, как и тахилиты, были обнаружены нами в ряде интрузий северо-запада Сибирской платформы (Золотухин, Васильев, 1969₁), что может свидетельствовать о заметном распространении явления анатексиса среди интрузивных трапсов вообще и рудоносных в особенности (Золотухин, Васильев, 1967, 1970).

11. Магма основных пегматоидов активно воздействует на породы основной расслоенной серии, приводя первоначально к возникновению вокруг пегматоидов шлейфов грануляции минералов, а позднее к постмагматическому замещению сопредельных «вмещающих» пород основной расслоенной серии, а также и самих пегматоидов.

Начальные стадии такого замещения в интрузивных породах проявляются как сравнительно редкие по распространенности вкрапления реакционных минералов (биотит, роговая обманка, гранат, плагиоклаз, щелочные полевые шпаты, клинопироксен). В главные стадии замещения образуются уже породы, слагаемые «реакционными минералами» в широком проявлении. Они представлены «альбититами», скарнами, скарноидами, альбит-хлоритовыми, эпидот-хлорит-пренитовыми, серпентинитовыми и другими породами, в той или иной степени оруденелыми (сульфиды, магнетит).

Подобные же образования возникают и при замещении пород, вмещающих саму интрузию. При этом они могут накладываться как на породы контактово-метаморфического ореола, так и на породы неметаморфизованные. Различать исходные для метасоматического замещения породы при отсутствии их реликтов очень сложно, что приводит порою к значительным занижениям истинной мощности интрузии.

12. Метасоматический этап ранее уже был условно разбит на высоко-, средне- и низкотемпературные стадии (Золотухин и др., 1966), что подтверждается и непосредственными измерениями температур гомогенизации ряда метасоматических минералов (Булгакова, Рябов, 1972), в частности

гипогенного ангидрита, и парагенетическим анализом различных ассоциаций метасоматических минералов (в системе $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ и $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$). Через все три стадии может быть сквозным процесс рудного метасоматоза, который здесь проявляется в какой-то степени повсеместно (вместе с нерудными выделяются и рудные минералы), а в концентрированном виде (в определенных условиях, способствующих возрастанию соотношения рудных и нерудных минералов) — с образованием руд. Хорошим примером является разложение темноцветных минералов в условиях высоких $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и низких $\mu\text{H}_2\text{O}$ с выделением железа в окисной форме и полевошпатовых силикатных минералов с образованием «альбититов» (Золотухин, Рябов, 1970). В условиях же повышенных μS железо уже может быть в сульфидной форме.

13. Сплошные руды развиваются путем выполнения (осаждения) сульфидов трещин и полостей и метасоматического замещения минералов и их скоплений, обогащенных железом. Реликты новообразований фаялита, обнаруженные среди сплошных сульфидных руд месторождений Норильск-I (Золотухин, 1971₁), доказывают предварительную аккумуляцию железа в метасоматитах из растворов и дальнейшее разложение их с выделением рудных минералов. Интересно, что фаялит обнаружен и в метасоматических породах экзоконтакта месторождения Норильск-I (Тарасов, 1969).

14. Перенос Fe, Ni, Co, Cu, Cr в растворах, как показывают эксперименты (Денискина, Калинин, 1966; Золотухин, 1971₂), вероятно, осуществляется в виде фторкомплексных соединений типа NaFeF_3^* с разложением их при понижении температуры, изменении pH и связывании с ионами серы либо атомарной серой со свойствами свободных радикалов (Воеводский, 1969) и с образованием труднорастворимых сульфидов (Золотухин, 1971₂). Нахождение поблизости от метасоматических образований штоковидных тел галита (Рябов, Соколова, 1970₁) делает вероятным участие и хлора в переносе рудных компонентов как в виде хлоридов (Соколов, Павлов, 1964), так и в виде хлоркомплексных соединений с достаточно высокотемпературной областью их стабильности.

15. Парагенетический анализ метасоматитов Галнаха с построением мультисистем $\mu\text{CaO}-\mu\text{H}_2\text{O}$ и $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{H}_2\text{O}$ с учетом геологических взаимоотношений метасоматитов выявляет закономерный характер эволюции кислотности — щелочности растворов от щелочных к кислым и далее к щелочным, как это и указывалось Д. С. Коржинским (1955). Анализ позволяет также систематизировать метасоматиты в каждой из трех температурных стадий на существенно полевошпатовые, полевошпатсодержащие и бесполевошпатовые породы, что объясняет проявляющуюся на месторождении зональность их расположения закономерной эволюцией в растворах $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и μCaO с падением температуры.

16. На формирование камеры Галнахского интрузива помимо механического раздвигания пластов вмещающих пород под гидростатическим напором магмы оказывает существенное влияние пластичное течение нагретых вмещающих пород с оттоком их масс в участки, находящиеся под меньшим давлением (Золотухин, Рябов, 1969), а также возможное высвобождение значительной части объема осадочных вмещающих пород за счет их дегазации и диссоциации при нагревании внедряющейся магмой (Рябов, Соколова, 1970₁).

17. Формирование ветвей Верхнеталнахской интрузии неодновременно, и общий объем камеры возрастает при последовательном приращении за счет возникновения сначала Ю.-з. и С.-в., а затем С.-з. и, наконец, Хараелахской ветвей (Рябов, 1969₁).

* На что указывает сопровождение рудных минералов рядом нерудных минералов, содержащих фтор и натрий.

18. По абсолютному возрасту (К—Аг-метод в пределах точности) ни дифференциаты каждой из ветвей интрузива, ни отдельные ветви, как впрочем и разные дифференцированные трапповые интрузии, между собой не различаются, имея пермотриасовый возраст (230 ± 20 млн. лет). Примерно такой же возраст и у метасоматитов, сопровождающих руды Талнаха (Фирсов, Васильев, Золотухин, 1972), хотя, возможно, они несколько омоложены по сравнению с породами самой интрузии.

19. Петрохимические сопоставления показывают слабые отличия как средневзвешенных по ветвям и дифференциатам Верхнеталнахской интрузии, так и их вариационных линий кристаллизации. Выявляются традиционные для основных пород (Жутолин, 1969) прямые и обратные корреляционные связи для породообразующих окислов (Додин, Батуев, 1971). Химизм пегматоидных образований обыкновенно четко коррелируется до полного подобия с химизмом тех или иных пород основной серии, среди которой они залегают.

20. Нижнеталнахская интрузия имеет также вариационную линию дифференциации, в общем сходную с линиями дифференцированных интрузий. Отличие заключается в преобладающей массе дифференциатов состава пикритовых габбро-долеритов. Поэтому средневзвешенный состав не отражает возможный исходный состав магмы, подобно Нижне-фокинской интрузии (Золотухин, Васильев, 1967), где на средневзвешенном сказываются дополнительные осажденные порции оливина сверх тех количеств, которые может выделить порция исходной магмы. Верхне- и Нижнеталнахская интрузии разнятся и по магнитным характеристикам (Линд, Рябов, 1973), причем интересно, что интрузии Моронговского типа (существенно пикритовые по составу) обладают характером полярности, близким таковому как для Нижнеталнахской интрузии, так и для такситовых габбро-долеритов.

21. Сопоставления, проведенные нами для ряда дифференцированных и слабо дифференцированных интрузий (в том числе Верхне- и Нижнеталнахских) с использованием методов дискретного анализа, показали, что, исходя из ряда петрологических и петрохимических данных, не имеющих прямого отношения к оруденению, можно судить о рудоносности той или иной интрузии. При этом сравниваемые объекты в результате отстраиваются в ряд по информационной емкости, а принимаемые во внимание признаки — по различающему информационному весу (Дмитриев, Золотухин, Васильев, 1968; Дмитриев, Васильев, Золотухин, 1968). Наиболее значимым объектом среди сопоставляемых оказалась Верхнеталнахская интрузия. По информационному весу преобладает группа петрохимических признаков. При межрегиональном сравнении (Дмитриев, Васильев, Золотухин, 1968) выяснилась большая роль геолого-тектонических признаков. Позднее проведенные исследования на основе более обширного фактического материала по Талнаху подтвердили, что все четыре сравниваемых ветви Верхнеталнахской интрузии ведут себя как один объект с известными «эталонными» объектами. Нижнеталнахская интрузия этим методом диагностируется как объект, близкий к некоторым интрузиям Моронговского типа, мало перспективным на сульфиды. Сами интрузии Моронговского типа, как известно, тяготеют по ряду петрохимических признаков к пикритовым габбро-долеритам и пикритовым базальтам, указывая тем самым на сходный их генезис, в отличие от сравниваемых меймечитов, оливинитов Сибирской платформы и альпийотипных гипербазитов складчатых областей (Велинский, Пинус, Леснов, Васильев, 1970; Васильев, Велинский, Дмитриев, 1971).

22. Исходя из развиваемых представлений о механизме формирования дифференцированных трапповых интрузий Норильского района и генезисе оруденения, связанного с ними, мы пришли к выводу, что необходима некоторая переоценка и практических рекомендаций по поиску и разведке подобных рудоносных интрузий.

При обнаружении трапповой дифференцированной интрузии магнезиального состава на первое место по важности следует поставить факт присутствия и широкого развития основных пегматоидов в ней в ассоциации с пикритовым горизонтом ее основной расслоенной серии. Наиболее обогащенными как основными пегматоидами, так и рудными минералами (вплоть до сплошных руд), будут головные части интрузии, а также вмещающие их породы ближнего экзоконтакта — для руд в метасоматическом ореоле интрузии, который имеет важное поисковое значение.

При изучении интрузий, не выходящих на дневную поверхность, следует помнить, что может быть несколько интрузивных ветвей, каждая из которых в головных своих частях может иметь наиболее богатое оруденение. С глубиной (по падению интрузивных ветвей в сторону подводящего канала) существенно халькопиритовое оруденение должно уступить место существенно пирротинovому с обеднением как пентландитом, так и рудными минералами вообще.

В то же время, исходя из концепции постмагматического генезиса оруденения, в противоположность ликвационной теории в головных частях интрузии можно рассчитывать встретить оруденение не только в нижних приподошвенных частях, но и в прикровельных частях интрузии, сопряженных с верхними пегматоидами, а также и по всему ее разрезу с обеднением никелем от сульфидов, локализующихся в нижних горизонтах, к сульфидам верхних горизонтов интрузии.

Общая перспективность той или иной обнаруженной дифференцированной интрузии (даже не в головной ее части) может определяться методами дискретного математического анализа по минимуму информации, не имеющей прямого отношения к ее оруденению при сопоставлении с аналогичной информацией заведомо рудоносных эталонных интрузий (см. п. 21 «Выводов»). Использование алгоритмов «тестовое и тесторное голосование» позволяет при этом оценить степень (глубину) вхождения одних объектов в другие, т. е. дать количественную оценку принадлежности вновь открываемых и перспективных дифференцированных интрузий к заведомо рудоносным.

ЛИТЕРАТУРА

Авидон В. П. Таблицы для пересчета весовых процентных содержаний окислов в формульные и атомные (ионные) количества. М., «Недра», 1968, 107 с.

Архипова А. И., Наторхин И. А. Особенности строения Талнахской дифференцированной интрузии.— В кн.: Петрология трапзов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 153—159.

Архипова А. И., Наторхин И. А. Об использовании геохимических критериев при поисках и разведке сульфидных месторождений норильского типа.— В кн.: Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Сов. Арктике. Л., 1968, с. 15—17.

Архипова А. И., Наторхин И. А. К проблеме генезиса такситовых «габродолеритов» Норильских дифференцированных интрузий.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного р-на. Норильск, 1968, с. 132—135.

Архипова А. И., Наторхин И. А. К вопросу о массообмене между трапзовыми дифференцированными интрузиями и вмещающими их породами.— «Докл. АН СССР», 1969₁, т. 186, № 5, с. 1167—1170.

Архипова А. И., Наторхин И. А. Некоторые черты такситовых габродолеритов в связи с проблемой их генезиса.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», 1969₂, вып. 16, с. 69—78.

Архипова А. И., Наторхин И. А. К геохимической характеристике дифференциатов трапзового магматизма.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», 1970, вып. 18.

Архипова А. И., Наторхин И. А. Некоторые черты геохимии Талнахских дифференцированных интрузий.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971. (Тр. НИИГА, т. 167), с. 101—123.

Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Гостоптехиздат, 1963.

Байдюк Б. В., Шрайдер Л. А., Лагун Л. И. Исследование деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области.— В кн.: Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений. М., «Наука», 1964, с. 6—26.

Бакуменко И. Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах.— В кн.: Пробл. петрологии и генетич. минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 259—271.

Батуев Б. Н., Кузнецов Ю. Д., Кулаков Б. А. Некоторые типы околорудных метасоматитов южной части Талнахского месторождения медно-никелевых руд.— В кн.: Матер. II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 309—311.

Батуев Б. Н. Метаморфические породы Талнахского месторождения.— В кн.: Матер. конф. норильских геологов. Норильск, 1968, с. 115—118.

Бозун Н. Л., Туттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 23—49.

Бугаец А. Н., Машак А. П., Садовский Ю. А. Применение методов дискретного анализа при оценке месторождений полезных ископаемых на территории Казахстана.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. XII, № 6, с. 62—72.

Будько И. А., Изонтко В. М., Кулагов Э. А., Митенков Г. А. Макинавит и валлерит в рудах Норильска и Талнаха.— «Уч. зап. НИИГА. Рег. сер.», 1966, вып. 5, с. 203—209.

Будько И. А., Кулагов Э. А. Природный кубический халькопирит.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 2, с. 408—410.

Будько И. А., Кулагов Э. А. Тройлит в жильных рудах Норильска и Талнаха.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2, с. 428—429.

Буковщин В. В. Вещественный состав и условия образования сульфидных медно-никелевых руд месторождений Воронежской группы. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1969, 25 с.

Булгакова Е. Н. Исследование включений расплава в породообразующих минералах Черногорской интрузии.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 2, с. 423—426.

Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 418—421.

Булгакова Е. Н., Рябов В. В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии.— В кн.: Пробл. петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 292—295.

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М., Цветметиздат, 1932, 279 с.

Вакар В. А. Трапповая формация Таймыра.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 256—340.

Вакар В. А. Роль ассимиляции в процессах дифференциации трапповой магмы.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 124—127.

Васильев Ю. Р. Особенности минералогии гибридных образований интрузии Норильск-II.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. М., «Наука», 1967, с. 200—217.

Васильев Ю. Р. Апофиллит из интрузии Норильск-II.— «Зап. ВМО», 1968, ч. 97. Вторая серия, с. 486—489.

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

Васильев Ю. Р., Велинский В. В., Дмитриев А. Н. Количественная оценка различий химических составов гипербазитов с помощью логико-дискретного анализа.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 57—63.

Васильев Ю. Р., Дмитриев А. Н., Золотухин В. В. Распознавание и оценка никеленосных дифференцированных трапповых интрузий севера Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 13—23.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Особенности образования метасоматитов Аллареченского месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 7, с. 114—118.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О находке даек меймечитов со стекловатыми закраинами.— «Докл. АН СССР», 1970₁, т. 190, № 5, с. 1196—1199.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. О метасоматитах интрузии Макус (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов. М., «Наука», 1970₂, с. 187—211.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Меймечиты Гулинского плутона.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 4, с. 134—140.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Дайки меймечитов Гулинского плутона (север Сибирской платформы).— В кн.: Пробл. петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 36—55.

Вахрушев В. А. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части.— «Геология рудных месторождений», 1969, № 1, с. 15—26.

Вахрушев В. А., Лапин Б. Н. Первично-магматические сульфидные образования в лавах Камчатка и Курильских островов.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 3, с. 74—78.

Вахрушев В. А., Рябов В. В., Цимбалист В. Г. О золотоносности некоторых сульфидов Норильска.— «Геохимия», 1972, № 6, с. 738—742.

Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 3—15.

Велинский В. В., Меламед В. Г., Шаранов В. Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1349—1351.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 1, с. 203—206.

Велинский А. М. Тектонический контроль трапповых интрузий Сибирской платформы.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сиб. платформы. М., «Наука», 1966, с. 9—29.

Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 272 с.

Виленский А. М. Петрогенетические серии интрузивных траппов Сибирской платформы. — В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 257—268.

Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицина Г. Н. Петрология траппов интрузий правобережья р. Енисей. М., «Наука», 1964, 237 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967, с. 7—37.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. — «Геохимия», 1964, № 6, с. 491—499.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса. — «Геохимия», 1966, № 1, с. 3—14.

Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко В. А. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов. — «Геохимия», 1957, № 3, с. 183—186.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949, 657 с.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953, 561 с.

Воеводский В. В. Физика и химия элементарных химических процессов. М., «Наука», 1969, 414 с.

Гапеева Г. М. Некоторые вопросы петрогенезиса и рудогенеза в свете данных по геохимии стабильных изотопов серы. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 126—135.

Гапеева Г. М., Полевая Н. И. Современное состояние вопроса о возможном использовании изотопного состава серы для установления генезиса сульфидных месторождений. — «Сов. геология», 1968, № 4, с. 48—57.

Генкин А. Д. О закономерных сростаниях пирротина и магнетита. — «Зап. ВМО», 1949, ч. 78, № 3.

Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., «Наука», 1968, 106 с.

Генкин А. Д., Васильева З. В., Яковлевская Т. А. Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 2, с. 100—108.

Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 40—56.

Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения. — «Геохимия», 1963, № 11, с. 1044—1049.

Годлевский М. Н. О содержании силикатного никеля в сульфидных медно-никелевых рудах Норильского района. — «Бюлл. техн. информ. Норильского комбината», 1957, № 3—4.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959, 68 с.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 2, с. 17—30.

Годлевский М. Н. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений. — В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Сиб. платформы. Л., 1960, с. 95—101.

Годлевский М. Н. Фазовые равновесия в некоторых бинарных системах и их значение в теории рудообразования. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 3, с. 3—33.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—81.

Годлевский М. Н., Баталиев А. Д. Фемические минералы дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. — «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1958, № 12, с. 196—225.

Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения. — «Геохимия», 1963, № 1, с. 35—40.

Годлевский М. Н., Степанов В. А. Дифференциация базальтоидных интрузий в зависимости от подвижности FeO и SiO₂. — В кн.: Очерки физ.-хим. петрологии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 22—36.

Годлевский М. Н., Юдина В. В. Контактные ореолы дифференцированных трапловых интрузий и их поисковое значение. — «Тр. ЦНИГРИ», 1967, вып. 75, с. 200—216.

Гоньшакова В. И. Трапловый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., 1961, 296 с.

Гоньшакова В. И. Результаты определения абсолютного возраста траплов юго-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1968, с. 26—30.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968, 352 с.

Горяинов И. Н. К проблеме медно-никелевого оруденения на северо-западе Сибирской платформы. — В кн.: Матер. конф. норильских геологов. Норильск, 1968, с. 161—165.

Горяинов И. Н. О генезисе расслоенных интрузивов на примере Талнахского массива. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. (Материалы 1-го регион. петрографич. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам). Тбилиси, 1969, с. 47—60.

Горяинов И. Н. О генезисе Талнахского месторождения. — В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971. (Тр. НИИГА, т. 167), с. 182—197.

Григорьев Д. П. О взаимоотношениях полевошпатово-пироксенового и сульфидного расплава. — «Зап. ВМО», 1938, ч. 67, № 1, с. 7—17.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—228.

Гриненко В. А., Загряжская Г. Д., Гриненко Л. Н. Фракционирование изотопов серы при высокотемпературном образовании сульфидов. — В кн.: Третий Всес. симпозиум по применению стаб. изотопов в геохимии. М., 1970.

Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 4, с. 15—30.

Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Сибирской платформы. — В кн.: Петрология траплов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 221—230.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. О генезисе фиолетового ангидрита в интрузии Норильск-1 (по изотопному составу серы). — «Геохимия», 1967₁, № 1, с. 188—121.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях. — «Геохимия» 1967₂, № 5, с. 559—576.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Ляхницкая И. В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 4, с. 3—17.

Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании пород базальтоидного комплекса Центрального Таймыра. — В кн.: Сов. геология. Т. 51. М., 1956, с. 75—92.

Даминова А. М. Трапсы Центрального Таймыра и роль кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в их образовании. — В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 65—78.

Денискина Н. Д., Калинин Д. В. Гидротермальный синтез комплексных фторидов железа. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 96—101.

Дзевановский Ю. К. К вопросу об образовании пластовых интрузий. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 30, № 8, с. 737—739.

Дир. У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Тт. № 1—5. М., «Мир», 1965—1966.

Дмитриев А. Н. Неполностью формализованное представление естественно-научных описаний. — «Дискретный анализ», 1967, № 11.

Дмитриев А. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Логико-математическая обработка информации при выявлении перспективного сульфидного оруденения в некоторых трапловых интрузиях севера Сибирской платформы. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 11, с. 95—101.

Дмитриев А. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Диагностическая роль петрохимических признаков дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы,

выявленных математической обработкой.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 136—137.

Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделев Ф. П. О математических принципах классификации предметов и явлений.— «Дискретный анализ», 1966, № 7, с. 3—15.

Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделев Ф. П. Об одном принципе классификации и прогноза геологических объектов и явлений.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 50—64.

Додин Д. А., Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Опыт применения дискретной математической обработки информации по дифференцированным рудоносным трапповым интрузиям северо-запада Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1968, № 12, с. 98—108.

Додин Д. А. Некоторые закономерности распределения микроэлементов в траппах гор Хараелах.— В кн.: Геология северо-запада Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1963. (Тр. НИИГА, т. 133, вып. 1), с. 168—186.

Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971. (Тр. НИИГА, т. 167), с. 31—101.

Додин Д. А., Батуев Б. Н., Митенков Г. А., Изонто В. М. Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений. Л., «Недра», 1971, 560 с.

Додин Д. А., Голубков В. С. К проблеме траппового магматизма северо-западной окраины Сибирской платформы.— «Информ. бюлл. НИИГА», 1962, вып. 28.

Додин Д. А., Шатков В. А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 435—438.

Додин Д. А., Садиков М. А. Некоторые вопросы дифференциации траппов на примере Хараелахских гор.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967. (Тр. НИИГА, т. 151), с. 141—153.

Доливо-Добровольский Б. В. Новая научная дисциплина — физическая геохимия и некоторые черты ее становления в нашей стране.— «Зап. ВМО», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 526—531.

Егоров В. Н., Суханова Е. Н. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы.— «Разведка и охрана недр», 1963, № 1, с. 17—21.

Елисеев Н. А. и др. Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М., Изд-во АН СССР, 1952, 357 с.

Елисеев Н. А. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М., Изд-во АН СССР, 1956, 326 с.

Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР.— «Проблемы геохимии», 1959, вып. 1. Изд. Львовск. ун-та, с. 6—183.

Ершов В. В. Минералогическо-генетические типы руд Талнахского месторождения (Норильский район). «Тр. ЦНИГРИ», вып. 62. М., 1964, с. 89—104.

Ершов В. В., Попова Г. Б. О взаимоотношениях минералов в халькопирит, пирротиновых жильных рудах месторождений Норильского района.— «Тр. ЦНИГРИ»-вып. 62. М., 1964, с. 77—88.

Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— «Успехи химии», 1957, т. 26, вып. 12.

Есин О. А., Гельд П. В. Структурные особенности стеклообразных и жидких силикатов.— В кн.: Строение стекла. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., 1959, 371 с.

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарново-рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископ. М., 1960, с. 507—522.

Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение.— В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 62—79.

Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—195.

Жданов В. В. О физической сущности плотности магматических и метаморфических пород и ее геологическое значение.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968, с. 59—65.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений.— «Изв. Геол. комитета», 1926, т. 45, № 2, с. 67—80.

- Заварицкий А. Н.** О фузивных магматических месторождениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937₁, № 4, с. 765—788.
- Заварицкий А. Н.** О некоторых вопросах генезиса железорудных месторождений в связи с их классификацией.— В кн.: Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М., Изд-во АН СССР, 1937₂, с. 67—74.
- Заварицкий А. Н.** Некоторые факты, которые нужно учитывать при тектонических построениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 3—12.
- Заварицкий А. Н.** О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными породами и рудными жилами.— «Зап. ВМО», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 36—50.
- Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950, 400 с.
- Заварицкий А. Н.** Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960, 156 с.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Т. и др.** Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов.— «Зап. ВМО», 1958, ч. 87, вып. 5, с. 529—541.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С.** Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961, 389 с.
- Злобин Б. И.** 1969. О формах нахождения меди в изверженных горных породах.— «Зап. ВМО», 1969, ч. 98, вып. 5, с. 530—538.
- Золотухин В. В.** О высокотемпературном ангидриде в рудах Норильска.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 4, с. 916—919.
- Золотухин В. В.** Вопросы механизма образования трапповой дифференцированной интрузии Норильск-I.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 12, с. 48—62.
- Золотухин В. В.** Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., «Наука», 1964₁, 192 с.
- Золотухин В. В.** Об инфильтрационно-метасоматической микрозональности «в экзоконтактовых» брекчиевых рудах Норильска.— «Докл. АН СССР», 1964₂, т. 154, № 1, с. 114—117.
- Золотухин В. В.** Реакционные образования в рудах Норильска и проблема вкрапленного сульфидного оруденения габбро-долеритов.— «Докл. АН СССР», 1964₃, т. 154, № 3, с. 600—603.
- Золотухин В. В.** Минералогия реакционных образований в рудах Норильска.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 3. М., «Наука», 1965₁, с. 129—177.
- Золотухин В. В.** Об особенностях распределения никеля в интрузии Норильск-I.— «Докл. АН СССР», 1965₂, т. 162, № 6, с. 1390—1393.
- Золотухин В. В.** О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 3, с. 665—668.
- Золотухин В. В.** Об одном варианте пересчета химических анализов пород.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. М., «Наука», 1967, с. 273—279.
- Золотухин В. В.** О низкотемпературных метасоматитах, связанных с процессом серпентинизации в Норильских рудоносных трапповых интрузиях.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов. М., «Наука», 1970, с. 179—187.
- Золотухин В. В.** О находке фаялитсодержащих метасоматитов в рудах Норильска.— «Докл. АН СССР», 1971₁, т. 198, № 3, с. 692—695.
- Золотухин В. В.** О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных.— «Геол. и геофиз.», 1971₂, № 9, с. 12—22.
- Золотухин В. В.** Трапповый магматизм и условия формирования рудоносных дифференцированных интрузий на Сибирской платформе.— В кн.: Матер. совещ. по сибирским траппам. Иркутск, 1971₃, с. 53—59.
- Золотухин В. В.** Траппы и некоторые общие проблемы базификации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** О скарнах Норильска.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 209—279.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 231 с.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** К проблеме происхождения тахилитов в траппах северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969₁, с. 269—291.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Об условиях образования среднетемпературных метасоматитов интрузии Макус (северо-запад Сибирской платформы) в связи с проб-

лемой генезиса околорудных альбититов.—«Геол. и геофиз.», 1969, № 6, с. 12—22.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Новые данные о так называемых «туфах» меймечитов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 3, с. 641—644.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Гранат-биотит-роговообманковые метасоматиты в рудах Аллареченского месторождения.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 7. М., «Наука», 1972, с. 102—116.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Смекалин А. Г., Бакуменко И. Т. Библингтонит-пренит-пумпеллитовая парагенетическая ассоциация в метасоматитах Норильска.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. М., «Наука», 1967, с. 218—251.

Золотухин В. В., Зюзин Н. И., Серебренников А. И., Васильев Ю. Р. О температур образования пирротитов и находке тропилита в некоторых трапповых интрузиях.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 77—87.

Золотухин В. В., Рябов В. В. К вопросу о механизме образования и форме Норильских дифференцированных интрузий в связи с «проблемой пространства». «Геол. и геофиз.», 1969, № 2, с. 56—66.

Золотухин В. В., Рябов В. В. «Талнахит» как одна из разновидностей норильских такситовых габбро-долеритов троктолитового типа.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 68—74.

Золотухин В. В., Рябов В. В. Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах.— В кн.: Пробл. петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 218—269.

Золотухин В. В., Шарапов В. Н. Об оценке условий образования рудоносных трапповых интрузий (на примере интрузии Норильск-1).— «Сов. геология», 1968, № 8, с. 72—84.

Иванов М. К., Иванова Т. К. О связи рудоносных трапповых интрузий с вулканами центрального типа и вулканической природе медно-никелевых руд (на примере норильского узла).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 121—132.

Итоги науки. Общая геология: математические методы в геологии. ВИНТИ. М., 1970.

Йодер Х. С., Тилли К. Э. Базальтовые магмы.— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 371—379.

Йодер Х. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, 247 с.

Кавардин Г. И., Митенков Г. А. Медно-никелевые руды Талнахского месторождения.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971. (Тр. НИИГА, т. 167), с. 123—182.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации магм в гомогенном состоянии.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 20—30.

Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза. Реакции с образованием пироксенов.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. М., «Наука», 1966, с. 55—68.

Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза. Реакции с образованием граната.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. М., «Наука», 1966, с. 68—82.

Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарирования. Новосибирск, «Наука», 1969, 112 с.

Калп Дж. Л., Олт У. Ю., Филд Х. У. Относительно содержания изотопов серы в сульфидных минералах.— В кн.: Пробл. эндогенных месторождений. Т. 1. М., ИЛ, 1960, с. 310—328.

Кеннеди Дж. К. Равновесие между летучими и оксидами железа в изверженных породах.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 113—133.

Кириченко В. Т. К вопросу о генезисе медной минерализации в верхнекембрийских отложениях басс. Подкаменной Тунгуски.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», 1969, вып. 6.

Комарова М. З., Люлько Т. П. О расчленении трапповых интрузий Норильского района.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. М., «Недра», 1967, с. 43—54.

Комарова М. З., Цывьян Л. К. Некоторые закономерности развития интрузивного магматизма в Норильском районе.— «Тр. СНИИГГиМС», 1969, вып. 61, с. 151—157.

Коржинский Д. С. Углы погасания на универсальном столике Федорова. Измерение действительного угла погасания роговых обманок и пироксенов.— «Изв. геол. комитета», 1928, т. 47, № 5, с. 447—463.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. М., Изд. ЦНИГРИ, 1937, с. 93—114.

Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Сборник, посвящен. акад. Д. С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1945, с. 242—264.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М., 1948, 148 с.

Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава.— «Докл. АН СССР», 1952, т. 86, № 3, с. 597—600.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953₁.

Коржинский Д. С. Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953₂, № 4, с. 13—35.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 2-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1955₁, с. 335—353.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955₂, с. 220—235.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при постмагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—11.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957₁, № 12, с. 3—12.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957₂, 184 с.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 2, с. 383—386.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 21—31.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. — В кн.: Третье чтение им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962, 24 с.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963₁, № 3, с. 54—62.

Коржинский Д. С. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах.— В кн.: Пробл. постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, Изд. Чехослов. АН, 1963₂, с. 429—434.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматического рудообразования.— В кн.: Пробл. постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, Изд. Чехослов. АН, 1965, с. 305—316.

Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1968, с. 69—75.

Коровяков И. А. К вопросу о генезисе сульфидных руд медно-никелевых месторождений, связанных с сибирскими трапшами.— «Докл. АН СССР», 1948₁, т. 61, № 6, с. 1073—1074.

Коровяков И. А. О пикритовых эффузивных трапшах северо-западной части Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1948₂, т. 62, № 1, с. 129—132.

Коровяков И. А., Нелобин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К. Происхождение Норильских трапшевых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М., Госгеолтехиздат, 1963, 104 с.

Костецкая Е. В., Маркова М. Е., Петрова З. И. Распределение хлора в породах и минералах Джидинского палеозойского комплекса гранитоидов (Западное Забайкалье).— «Геохимия», 1969, № 2, с. 238—242.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничения Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 9—13.

Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений.— «Докл. АН СССР», 1946, т. 51, № 5, с. 381—384.

- Кравцов В. Ф., Седых Ю. Н., Гор Ю. Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971. (Тр. НИИГА, т. 167), с. 8—31.
- Кравцова Л. И. Интрузивный трапшовый магматизм северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1968.
- Кренделев Ф. П., Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И. Сравнение геологического строения зарубежных месторождений докембрийских конгломератов с помощью дискретной математики.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 5, с. 1149—1152.
- Кренделев Ф. П., Дмитриев А. Н. Применение дискретной математики для выбора районов и направления поисково-разведочных работ с целью выявления крупных месторождений типа Витватерсранд.— В кн.: Пробл. металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 64—94.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 296—331.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Кулагов Э. А., Изюнтко В. М., Митенков Г. А. Хвзлевудит в сульфидных медно-никелевых рудах Талнахского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 4, с. 900—902.
- Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. Новосибирск, «Наука», 1969, 140 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972, 207 с.
- Лашин В. В., Курцева Н. Н. Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и их геологическое значение.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 5, с. 5—59.
- Лебедев А. П. Трапшовая формация центральной части Тунгусского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1955, 198 с.
- Лебедев А. П. К генезису гибридных трапшов Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 5, с. 17—36.
- Лебедев А. П. Сопоставление трапшового магматизма Сибирской платформы и некоторых других провинций мира.— В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 7—13.
- Лебедев А. П., Краковский Ю. С. Изотопный возраст трапшов Тунгусской синеклизы.— В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. Л., «Наука», 1967, с. 81—87.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и др. Траппы Тулун-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири.— «Тр. СОПС АН СССР. Сер. сибирская», 1932, вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1952, 322 с.
- Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дуניתового никелевого плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972, 227 с.
- Лесняк В. Ф. Опыт минералотермометрических исследований Тырны-Аузского скарново-рудного комплекса на Северном Кавказе.— «Тр. ВНИИП», 1957, т. 1, вып. 2.
- Лесняк В. Ф. О некоторых особенностях формирования скарново-рудных комплексов.— «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1961, № 15, с. 129—137.
- Линд Э. Н., Люлько В. А., Файнберг Ф. С. Сравнительная характеристика магнитных свойств Моронговской интрузии и рудоносных интрузий Норильского района.— В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966, с. 23—26.
- Линд Э. Н., Рябов В. В. Магнитные свойства трапшов как поисковый критерий рудоносных интрузий.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 9, с. 31—37.
- Лихачев А. П. Роль лейкократовых габбро в формировании Норильских дифференцированных интрузий.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965₁, № 10, с. 75—88.
- Лихачев А. П. Неупорядоченные плагиоклазы в породах дифференцированных интрузий Норильского района.— «Зап. ВМО», 1965₂, т. 94, вып. 5, с. 592—600.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапшовой формации Сибирской платформы.— В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 13—27.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—70.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапшовой формации Сибирской платформы.— В кн.: Матер. по геологии Сибирской платформы. Вып. 7. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 159—207.
- Лучицкий В. И. и др. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке давлений и температур. М., «Наука», 1967, 74 с.

- Ляхович В. В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами.— «Тр. ГИН. Сер. петрогр.», 1955, вып. 159.
- Маракушев А. А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях.— «Геология рудных месторождений», 1963, № 5, с. 3—17.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., «Наука», 1965, 327 с.
- Маракушев А. А., Безмен Н. И. Химическое сродство металлов к кислороду и сере.— «Геология рудных месторождений», 1969, № 4, с. 8—23.
- Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе.— «Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.», 1964, т. 97.
- Масайтис В. Л. Форма и механизм образования трапповых интрузий и экструзий на Сибирской платформе.— «Тр. ВСЕГЕИ», 1967, т. 112.
- Масайтис В. Л. Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы.— В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 247—256.
- Масайтис В. Л., Лурье М. Л. Геологическое и радиологическое обоснование возраста траппов Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 7—10.
- Маслов Г. Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 336—351.
- Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И. Дифференцированная интрузия Велинга.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сиб. платформы. М., «Наука», 1966, с. 227—259.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель. М., Госгеолтехиздат, 1957, 868 с.
- Ненашев Н. И. Геохронология и некоторые вопросы эволюции состава пород трапповой формации Сибирской платформы и сопредельных районов.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 48—58.
- Нестеровский В. С., Седых Ю. И., Черепанов В. А. О механизме образования Талнахской рудоносной интрузии.— «Уч. зап. НИИГА», 1964, вып. 2, с. 188—191.
- Никитин В. В. Новые диаграммы для определения полевых шпатов универсальным методом Федорова. М., Изд. Минералог. об-ва и Федоровского ин-та, 1929.
- Овчинников Л. Н. О взаимодействии расплава базальта с известняками.— В кн.: Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., 1961, с. 607—622.
- Олейников Б. В. Новая находка монтицеллитовых мраморов на Сибирской платформе.— «Зап. ВМО», 1960, ч. 89, с. 359—361.
- Олейников Б. В. Контактново-метасоматические образования эндоконтактовых зон трапповых интрузий и их рудоносность.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 272—281.
- Ольшанский Я. Н. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al₂O₃. М., 1951.
- Осборн Е. Ф., Тайт Д. Б. Система диопсид — форстерит — анортит.— В кн.: Экспериментальные иссл. в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ., 1954, с. 269—287.
- Осипова Г. Н. Взаимоотношения процессов метаморфизма и рудообразования на примере рудных узлов Талнах и Имангда.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. Матер. совещ. М., 1968, с. 122—125.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М., 1959, с. 5—345.
- Павлов Н. Д. Структурно-геологические особенности некоторых дифференцированных интрузий верховьев бассейнов рек Вилюя и Оленека.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сиб. платформы. М., «Наука», 1966, с. 29—43.
- Покровский Е. В., Скляр Р. Я. О меденосности осадочных и магматических формаций Ангары и Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 6. Красноярск, 1969.
- Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 1, с. 3—18.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 28—40.
- Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Автореф. докт. доклада. Новосибирск, 1963, 71 с.

Плотников Л. М. Тектонические условия образования трапловых интрузий Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1963, № 1, с. 129—134.

Прокопцев Н. Г. К вопросу генезиса диабазовых пегматитов.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 182—183.

Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапловой формации Таймырской складчатой области.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 50—64.

Ревердатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного массива и его структура.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 10, с. 79—92.

Ревердатто В. В. Метаморфизм в контактах Анакитского траплового массива на р. Нижней Тунгуске.— В кн.: Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 2. Новосибирск, «Наука», 1964, с. 97—169.

Ревердатто В. В. К проблеме генезиса скарнов.— В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 163—172.

Ревердатто В. В. Фашии контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970, 271 с.

Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1. М., Госгеолтехиздат, 1959, 168 с.

Рябов В. В. О происхождении такситового габбро-долерита, лейкократового габбро и магматической брекчии Хараелахской ветви Талнахской интрузии.— «Геол. и геофиз.», 1969₁, № 2, с. 51—58.

Рябов В. В. Особенности формирования Талнахской дифференцированной трапловой интрузии.— В кн.: Пробл. региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических иссл. Вып. 1. Новосибирск, 1969₂, с. 31—33.

Рябов В. В., Банников О. Л. Опыт построения диаграмм, связывающих показатели преломления искусственных стекол с химизмом интрузивных траплов (на примере Талнахской дифференцированной интрузии).— В кн.: Пробл. регион. геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических иссл. Вып. 1. Новосибирск, 1969, с. 79—83.

Рябов В. В., Золотухин В. В. О псевдотахпилтах Талнахского интрузива на Сибирской платформе.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 3, с. 56—63.

Рябов В. В., Соколова Г. А. Уплотнение осадочных пород, как фактор, определяющий «вставленный» характер трапловых интрузий (на примере Талнахской).— В кн.: Пробл. региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических иссл. Вып. 2. Новосибирск, 1970₁, с. 55—62.

Рябов В. В., Соколова Г. А. Находки галита в экзоконтакте Талнахской рудопроносной интрузии и его роль в постмагматических процессах.— В кн.: Пробл. региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических иссл. Вып. 2. Новосибирск, 1970₂, с. 79—82.

Рябчиков И. Д. Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм.— В кн.: Пробл. геологии минеральных месторождений петрологии и минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1969, с. 100—122.

Свешникова Е. В., Шабынин Л. И. О зеленых клинопроксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований.— «Зап. ВМО», 1961, ч. 90, вып. 2, с. 207—219.

Сняжков В. И. Особенности формирования магнетитово-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, «Наука», 1967, 107 с.

Смирнов М. Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М., «Недра», 1966, 60 с.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— «Зап. ВМО», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—35.

Соболев В. С. Экспериментальное изучение роли комплексных соединений типа фтор-хлорметаллов щелочных элементов в составе «летучих».— В кн.: Тезисы докл. на симпозиуме по эксперим. иссл. в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Соболев В. С. Сибирские траппы как пример явлений кристаллизационной дифференциации.— «Пробл. сов. геологии», 1935, № 7.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л., 1936, 227 с.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949, 331 с.

Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы.— «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1950, № 4, с. 3—21.

Соболев В. С. Федоровский метод. М., Госгеолтехиздат, 1954; М., «Недра», 1964, 263 с.

Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород.— «Зап. ВМО», 1957, ч. 86, вып. 2, с. 301—310.

Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 7, с. 8—15.

- Соболев В. С. и др. Предисловие.— В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 5—6.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.
- Справочник по физическим константам горных пород. М., «Мир», 1969, 547 с.
- Степанов В. К. Состав и внутреннее строение горизонтов оливиновых пород Талнахской интрузии.— В кн.: Тезисы докл. к конф. по петрологии траппов. Л., «Наука», 1965, с. 47—48.
- Стеценко Н. С. Метасоматические брекчии, связанные с рудоносными дифференцированными интрузиями габбро-долеритов.— В кн.: Четвертая Красноярская краевая конференция (Тезисы докладов). Красноярск, 1966, с. 37—39.
- Суханова Е. Н. Особенности строения залежей сплошных сульфидов в медно-никелевых месторождениях.— «Разведка и охрана недр», 1964, № 4, с. 5—7.
- Суханова Е. Н. Талнахский интрузив и некоторые особенности вещественного состава и локализации связанного с ним оруденения.— В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966, с. 38—40.
- Суханова Е. Н. Сопоставление состава и рудоносности Талнахской интрузии с другими интрузиями Норильского района в связи с поисками новых месторождений меди и никеля.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 244—252.
- Суханова Е. Н. О внутреннем строении, химизме и рудоносности северо-западной (Харалахской) ветви Талнахского интрузива.— В кн.: Матер. конф. норильских геологов. Норильск, 1968₁, с. 112—115.
- Суханова Е. Н. Еще раз о «вставленности» рудоносных интрузивов норильского типа.— В кн.: Матер. конф. норильских геологов. Норильск, 1968₂, с. 115—118.
- Сухов Л. Г. Морфологические особенности рудной вкрапленности в свете генезиса медно-никелевых руд.— В кн.: Матер. конф. норильских геологов. Норильск, 1968, с. 152—155.
- Сухов Л. Г. Минеральный состав и условия образования промышленных медно-никелевых руд Харалахского рудного поля. Автореф. канд. дисс. Л., 1970, 24 с.
- Тарасов А. В. О механизме внедрения пластовых трапповых интрузий Норильского района.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966₁, т. 41, с. 134—142.
- Тарасов А. В. Реоморфические дайки и жплы в титан-авгитовых долеритах и породах экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск-1.— «Уч. зап. НИИГА», 1966₂, вып. 9, с. 186—202.
- Тарасов А. В. Структурные и генетические особенности медно-никелевого месторождения Норильск-1. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969, 29 с.
- Томановская Ю. И. Закономерности развития траппового вулканизма на северо-западе Сибирской платформы.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 35—43.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Изд. 1-е и 2-е. М., «Недра», 1958, 185 с.; 1968, 198 с.
- Трофимов А. В. Изотопный состав серы в метеоритах и земных объектах.— «Докл. АН СССР. Новая сер.», 1949, т. 66, № 2.
- Туровцев Д. М. Бруситсодержащие породы в контактовом ореоле Талнахской интрузии (Норильский район).— «Зап. ВМО», 1969, ч. 98, вып. 4, с. 407—414.
- Туровцев Д. М. Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузий на Талнахском месторождении (Норильский район).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов. Т. 2. М., «Наука», 1970, с. 211—233.
- Туровцев Д. М., Юдина В. В. Картирование метаморфических и метасоматических образований на Талнахском и Октябрьском медно-никелевых месторождениях по керну буровых скважин.— «Матер. по геологии Красноярского края», 1971, вып. 7.
- Удодов Ю. Н. Экспериментальное исследование системы Fe—S в гидротермальных условиях. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969, 23 с.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 8—183.
- Урванцев Н. Н. Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения.— В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1958. (Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5), с. 87—117.
- Урванцев Н. Н. Черты магматизма северо-западной части Сибирской платформы.— «Информ. бюлл. НИИГА», 1960, вып. 20, с. 10—22.
- Урванцев Н. Н. Геолого-тектонические особенности формирования медно-никелевых руд Норильска.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1970, вып. 18, с. 39—55.

- Урванцев Н. Н., Виленский А. М., Кавардин Г. И. и др.** Закономерности размещения трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы и их петрохимические особенности.— В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 39—51.
- Успенский Н. М.** Негранитные пегматиты М., «Недра», 1968, 344 с.
- Уэйджер П., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970, 552 с.
- Филипенко И. И.** К механизму образования интрузива Норильск-1.— «Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР», 1967, т. 20, с. 83—88.
- Фирсов Л. В., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.** Калий-аргоновый возраст дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 45—50.
- Хитаров Н. И.** О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— «Геохимия», 1960, № 7, с. 586—589.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. В., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В.** Характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 387—396.
- Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А.** Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы.— В кн.: Пробл. кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., «Наука», 1967, с. 194—211.
- Черепанов В. А., Мурина Г. А.** Об абсолютном возрасте Сибирских траппов и ассоциирующего с ними оруденения (северо-западная часть Сибирской платформы).— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6, с. 1406—1409.
- Чернышов Н. М., Молотков С. П., Фролов С. М.** Некоторые минералогическо-петрографические особенности ультраосновных пород юго-восточной части Воронежской антеклизы.— В кн.: Труды 3 совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Изд. Воронежск. гос. ун-та, 1966, с. 77—86.
- Четвериков С. Д.** Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М. Госгеолтехиздат, 1956, 245 с.
- Шабынин Л. И.** О фэссантовом характере клинопироксена магнезиальных скарпов.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 6, с. 1386—1389.
- Шатков В. А.** Оливины и пироксены рудоносных интрузий Норильск-1 и горы Черной.— В кн.: Матер. конф. норильских геологов. Норильск, 1968, с. 135—137.
- Шейнманн Ю. М.** Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформе.— «Тр. ВАГТ», 1956, вып. 2, с. 136—157.
- Шейнманн Ю. М.** Соображения о механизме зарождения основных магм.— «Бюлл. МОИП», 1961, т. 66. Отд. геол., т. 36, вып. 3, с. 136—139.
- Шинкарев Н. Ф.** Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970, 248 с.
- Шипуллин Ф. К.** Об энергии интрузивных процессов.— В кн.: Пробл. петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Недра», 1969, с. 80—93.
- Шнейдерхен Г.** Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958, 501 с.
- Эдварс А. В.** Дифференциация в долеритах Тасмании.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 183—244.
- Юдина В. В.** Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 112—175.
- Юдина В. В.** Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботубини. М., «Наука», 1965, 142 с.
- Юдина В. В.** К вопросу о контактовом метаморфизме и метасоматозе в связи с дифференцированными трапповыми интрузиями (на примере Талнахской никеленосной интрузии).— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 167—173.
- Юдина В. В.** Магнезиально-кальциевый метасоматоз габбро-долеритов и роговиков с участием ангидрита на Талнахском медно-никелевом месторождении.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 5, с. 1220—1223.
- Юдина В. В.** Известковые скарноиды центральной и юго-восточной частей Талнахского месторождения и особенности их зональности.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сиб. платформы. М., «Наука», 1970, с. 143—179.
- Юдина В. В., Степанов В. К.** К вопросу о магнезиальном скарнообразовании в связи с интрузиями верхнепалеозойских траппов.— В кн.: Геология и геохимия базитов Восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1973, с. 203—225.

Яловой А. А. О текстурных особенностях сульфидных медно-никелевых руд месторождения Талнах.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. II., Недра», 1967, с. 258—265.

Arnold R. I. Equilibrium relation between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743°.— «Econ. Geol.», 1962, v. 57, № 1.

Ault W. U., Kulp J. L. Isotopic geochemistry of sulfur.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1959, v. 16, № 4.

Ault W. U., Kulp J. L. Sulfur isotopes and ore deposits.— «Econ. Geol.», 1960, v. 55, № 1, pp. 73—101.

Bowen N. L. Magmas.— «Bull. Geol. Soc. America», 1947, v. 58, № 4, pp. 263—280.

Griggs D., Turner F., Heard H. Deformation of rocks at 500 to 800° C.— «Geol. Soc. Memoir.», 1960, v. 79.

Fairbairn H. W., Robson G. M. Breccia of Sudbury Ontario.— «J. Geol.», 1942, v. 50, № 1.

Fenner C. N. The crystallisation of basalts.— «Amer. J. Sci.», 1929, v. 18, pp. 225—253.

Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallisation in mafic magmas.— «J. Petrology», 1964, v. 5, № 1, pp. 21—40.

Hess H. H. Pyroxenes of common mafic magmas.— «Amer. Mineralogist», 1941, v. 26, № 9, pp. 515—535, № 10, pp. 573—594.

Ito K., Kennedy D. C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars.— «Amer. J. Sci.», 1967, v. 265, № 6, pp. 519—538.

Knut B. Et tunn ov pseudotachylitt is. Trøndelag, en teori for dannelsen.— Norges geol. undersøk., 1960, № 22, pp. 8—17.

Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition.— «J. Geol.», 1961, v. 69, pp. 361—387.

Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.— «J. Geol.», 1963, v. 71, pp. 773—785.

Kushiro I., Yoder H. S., Nishikawa M. Effect of water on the melting of enstatite.— «Bull. geol. Soc. Amer.», 1968, v. 79, № 12, pp. 1685—1692.

Muan A., Osborn E. F. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system MgO—Fe₂O₃—SiO₂ — «J. Amer. Ceram. Soc.», 1956, v. 39.

Muir J. D. The clinopyroxenes of Scaerhaard intrusion eastern Greenland.— «Mineral. Mag.», 1951, v. 29, pp. 690—714.

O'Hara M. I. Primary magmas and the origin of basaltic.— «Scottish. J. geology», 1965, v. 1, part 1, pp. 19—40.

O'Hara M. I. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks.— «Earth—Sci., Rev.», 1968, v. 4, № 2.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallisation of basaltic magma.— «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, № 9, pp. 609—647.

Poldervaart A. Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene.— «Amer. Mineralogist.», 1950, v. 35.

Shaw H. R. Comments of viscosity, crystal setting and convection in granite magmas.— «Amer. J. Sci.», 1965, v. 263, № 2, pp. 120—152.

Thode H. G., Macnauara J., Collins C. B. Natural variations in the isotopic content of sulfur and their significance.— «Canad. J. Res.», 1949, v. 27, № 4, sec. B.

Vogt I. H. L. Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivgesten magmen.— «Z. pract. Geol.», 1893, Bd. 1.

Vogt I. H. L. Die Sulfid-Silikat-Schmelzlosungen, Norsk. geol. tidsskr., 1917.

Vogt I. H. L. Nickel in igneous rocks.— «Econ. geol.», 1923, v. 18, № 4.

Wager L. F., Deer W. A. The petrology of Scaergaard intrusion, Kangerdlugssuap East Greenland.— «Medd. Greenland», 1939, v. 105, № 4, 352 p.

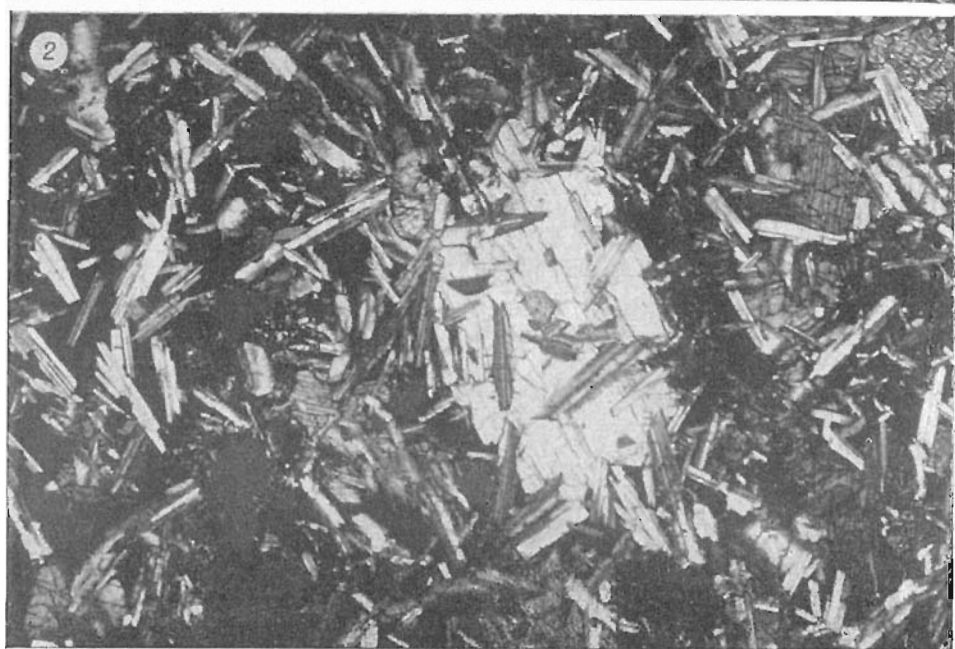
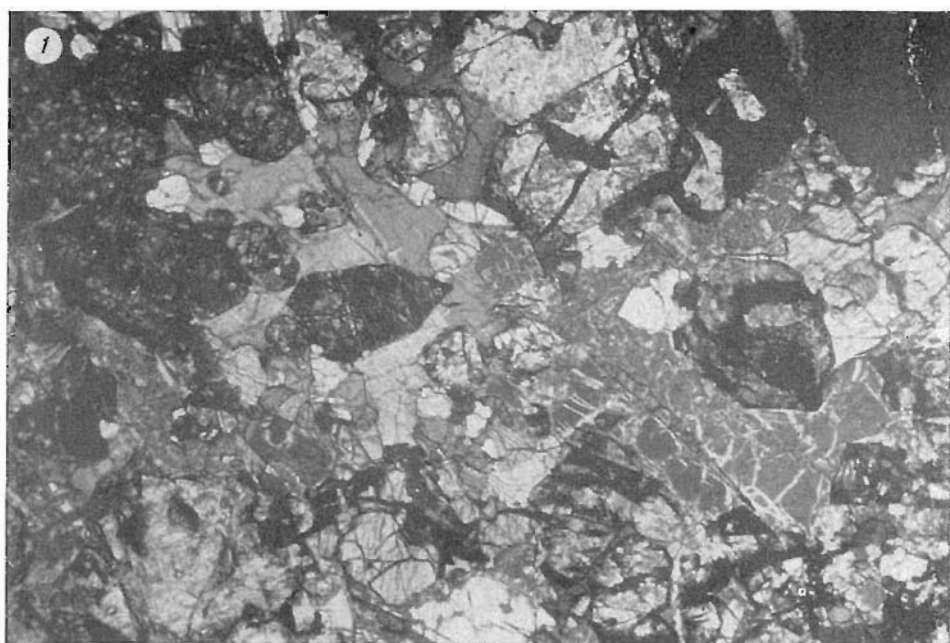
Yoder H. S. Diopside — anortite — water system at 5000 bars.— «Bull. Geol. Soc. Amerika», 1955, v. 66, № 12, pp. 1525—1535.

Yoder H. S. Effect of water on the melting of silicates.— In: Ann. Report of Director of the Geophys. Lab. Carnegie Inst. of Washington, Year Book, 1957.

Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas; an experimental study of natural synthetic rock systems.— «J. Petrology», 1962, v. 3, № 3, pp. 342—532.

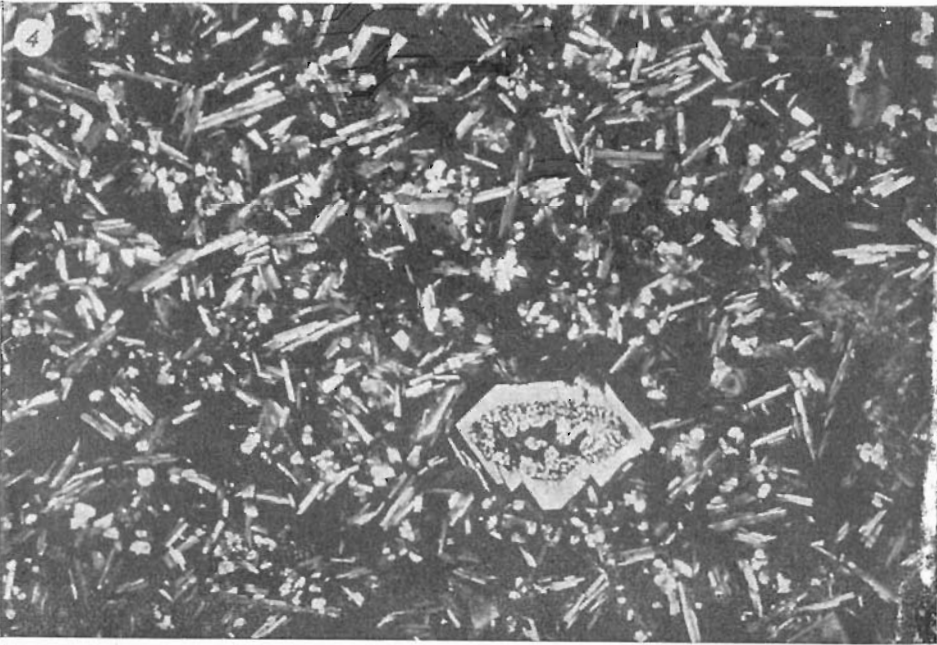
Приложение

ТАБЛИЦЫ ФОТОГРАФИЙ
ШЛИФОВ И ОБРАЗЦОВ



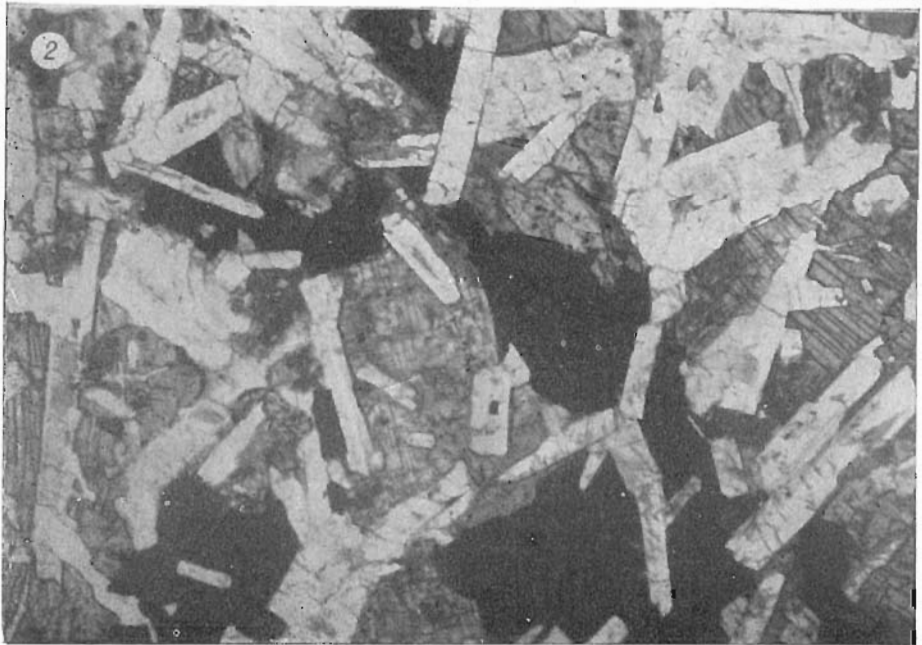
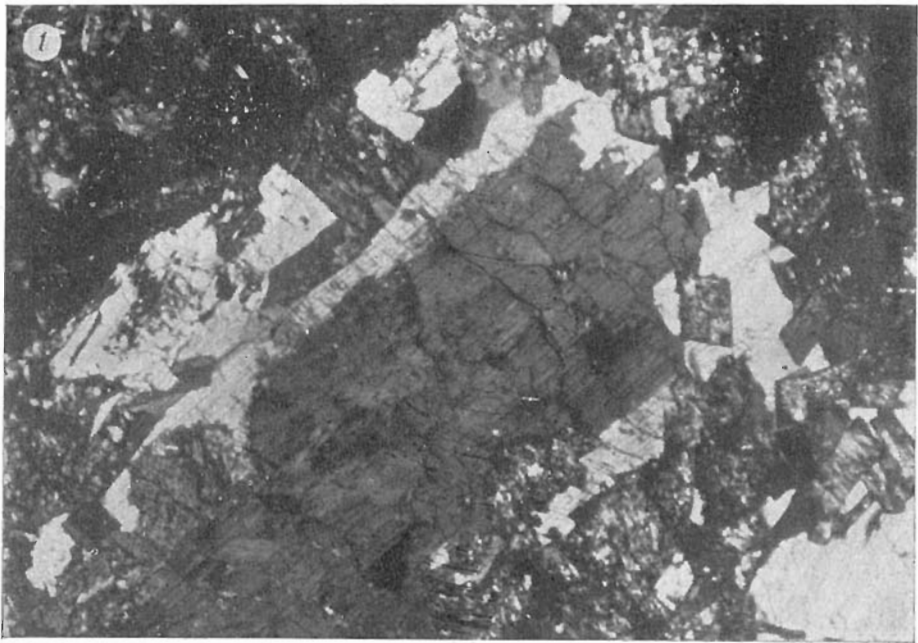
1. Пикритовый базальт. Общий вид под микроскопом. Оливин частично замещен прозрачным слюдястым минералом, плагиоклаз и клинопироксен — свежие. Шл. БП, ув. 35, ник. +.

2. Толейтовый базальт. Общий вид под микроскопом. Пойкилокрсты клино-пироксена с вростками плагиоклаза в базальтовом стекле. Шл. 5/70, ув. 35, ник. +.



3. Порфировый базальт. Общий вид под микроскопом. Крупные порфирокристы плагноклаза среди мелких лейст плагноклаза, погруженных в базальтовое стекло. Шл. 673/319, 1, ув. 35, вик. +.

4. Афировый базальт. Общий вид под микроскопом. Лейсты плагноклаза и суб-микроскопические зерна клинопироксена в базальтовом стекле. Шл. 1015/644, 6, ув. 35, вик. +.

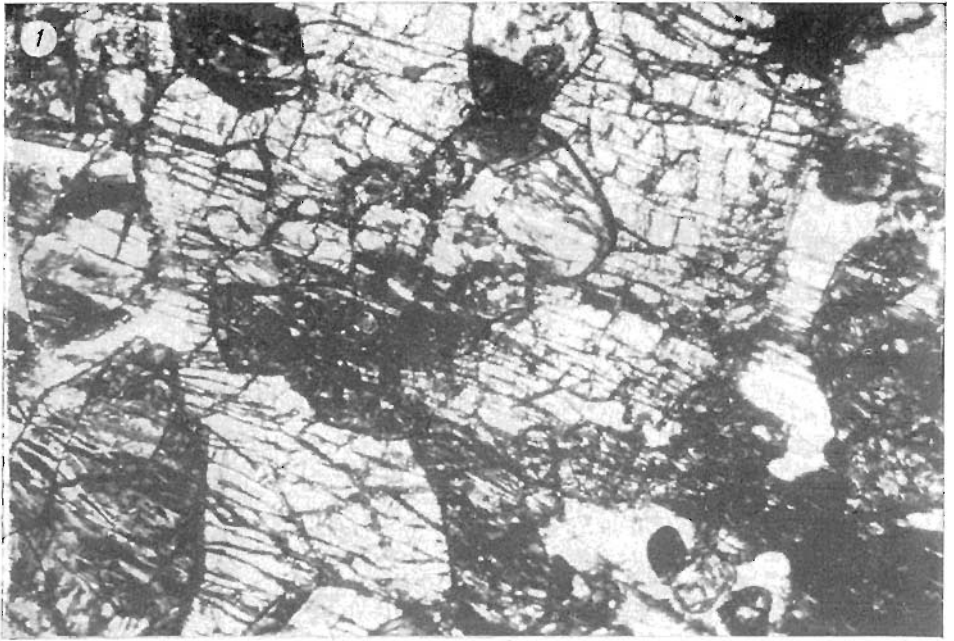


1. Формы корродирования ромбического пироксена моноклинным в контактовых габбро-долеритах. Шл. 590/493, ув. 56, ник. +.
2. Реликты ойкокрисов клинопироксена среди рудного минерала в участках с сидеронитовой структурой в контактовом габбро-долерите. Шл. 677,5/26, ув. 30, без. ник.



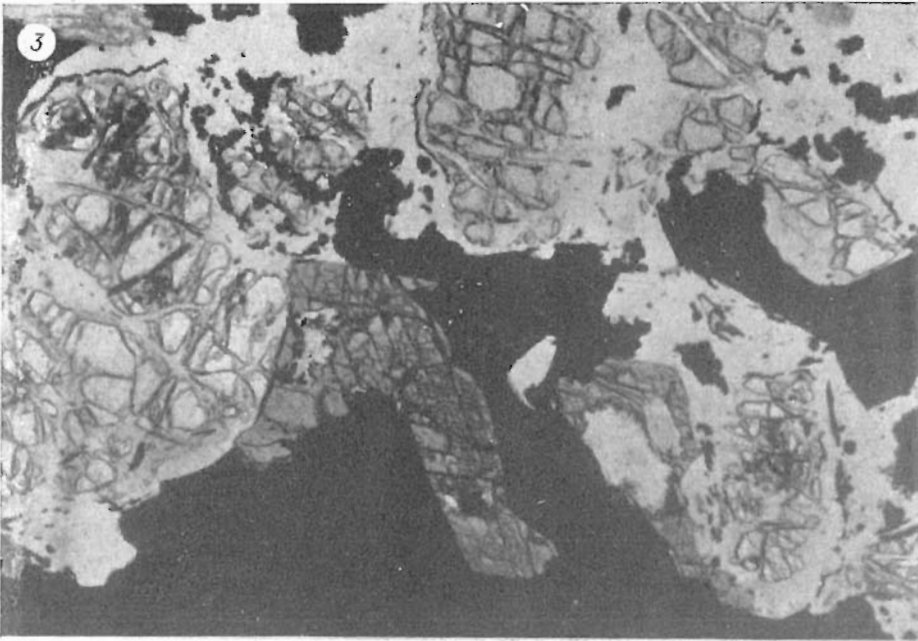
3. Замещение клинопироксена роговой обманкой и биотитом в контактовом габбро-долерите. Здесь же видны гнезда зерен граната. Шл. 551/441, ув. 65, вик. +.

4. Вростки зерен граната в плагиоклазе, клинопироксене и биотите в контактовом габбро-долерите. Шл. 551/441, ув. 130, без. вик.



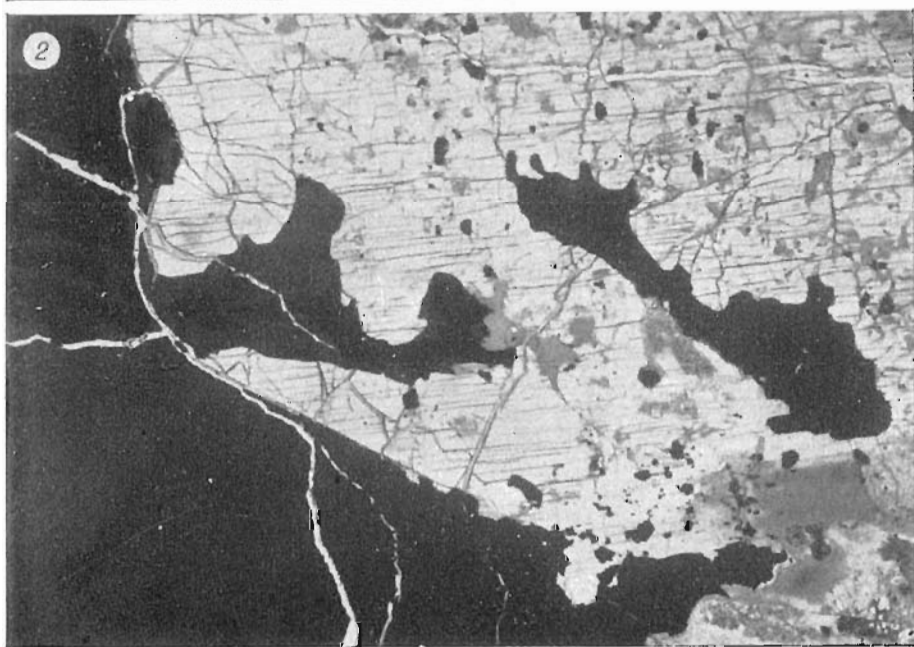
1. Псевдоморфозы серпентина по хадакристам оливина в ойкокрестах пироксенов в пикритовых габбро-долеритах без признаков механического воздействия со стороны серпентина. Шл. 165/202, ув. 40, ник. || .

2. Реликты клинопироксена внутри зерна роговой обманки. Здесь же каймы граната в контакте с сульфидами. Пикритовый габбро-долерит. Шл. 683/490, ув. 30, без. ник.



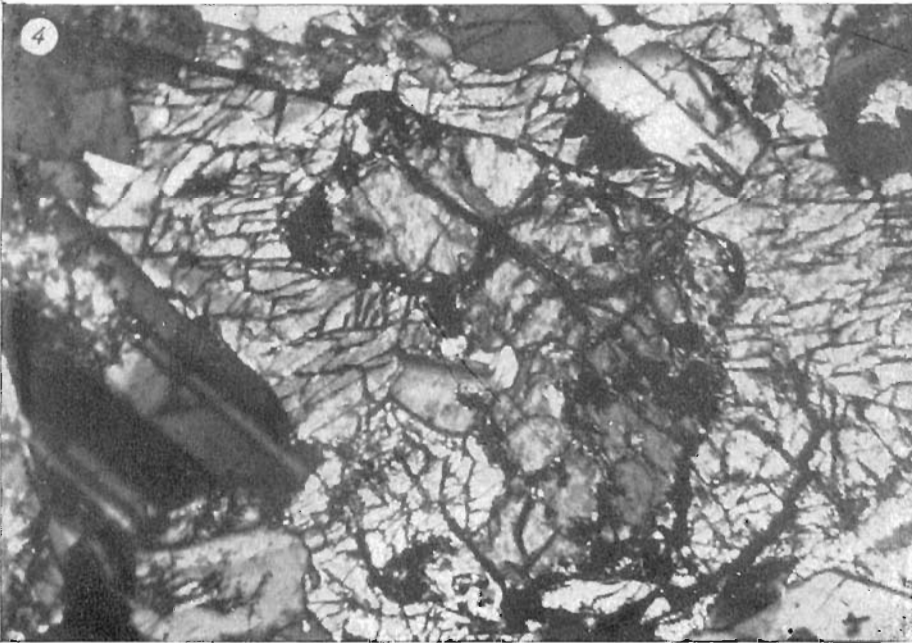
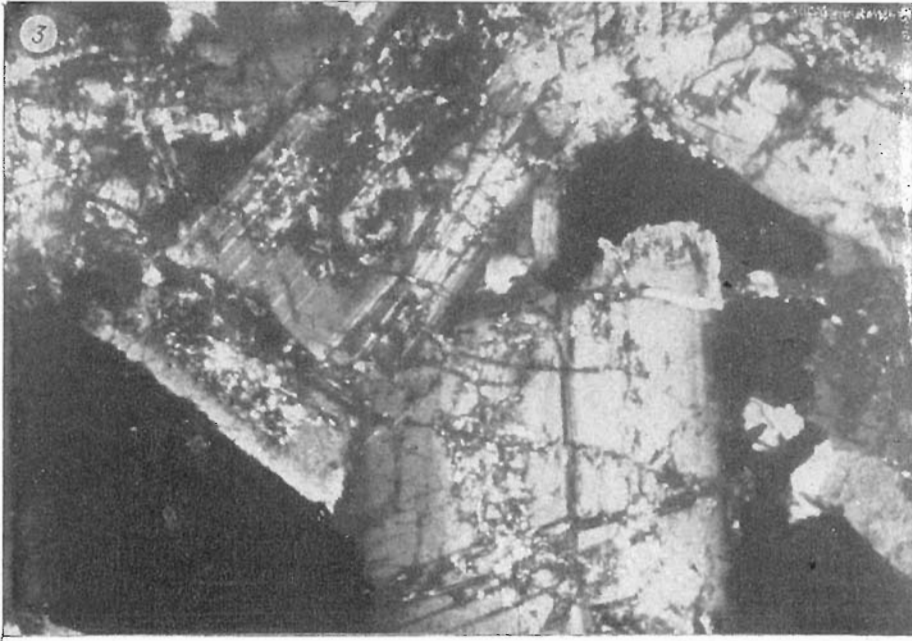
3. Кристаллы бурой роговой обманки, вдающиеся в выделения сульфидов в пикриновых габбро-долеритах. Шл. 688/490, ув. 80, без. ник.

4. Изометричная вкрапленность сульфидов внутри пойкилокристов клинопироксена и зерен оливина в пикриновом габбро-долерите. Шл. 627/26, ув. 40, без. ник.



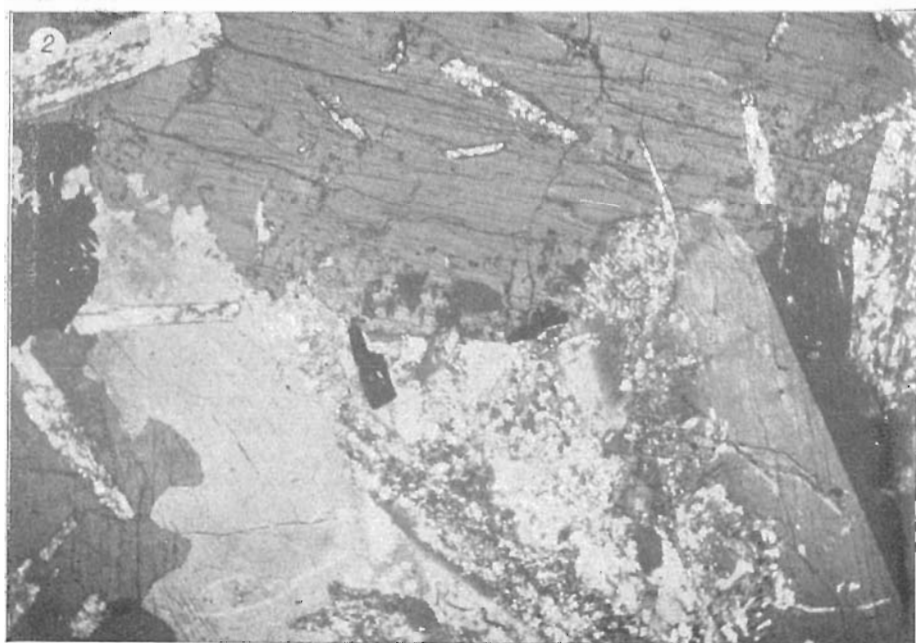
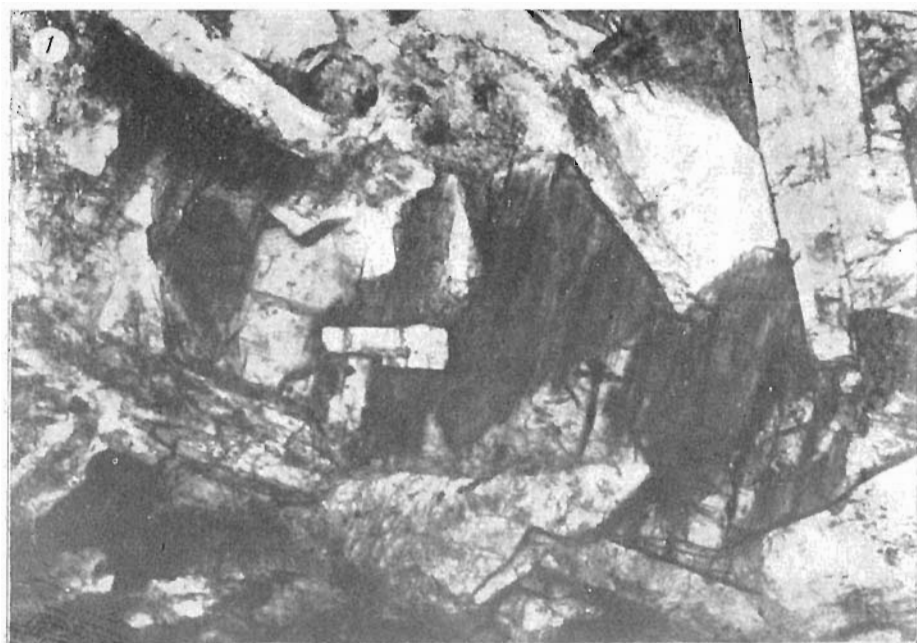
1. Каймы биотита вокруг сульфидных вкрапленников и вокруг кристаллов плагиоклаза среди сульфидов в пикритовом габбро-долерите. Шл. 428/411, ув. 45, без. ник.

2. Замещение клинопироксена дендритовидными выделениями сульфидов в пикритовых габбро-долеритах. Шл. 644,8/26, ув. 40, без. ник.



3. Зональное строение плагиоклаза в контакте с сульфидами в пикрическом габбро-долерите. Шл. 490/698, ув. 110, ник. +.

4. Ойкокрсты оливина, включенные в качестве хадакрстов в ойкокрсты пироксенов, в оливинном габбро-долерите. Общий вид породы. Шл. 592/26, ув. 100, ник. +.



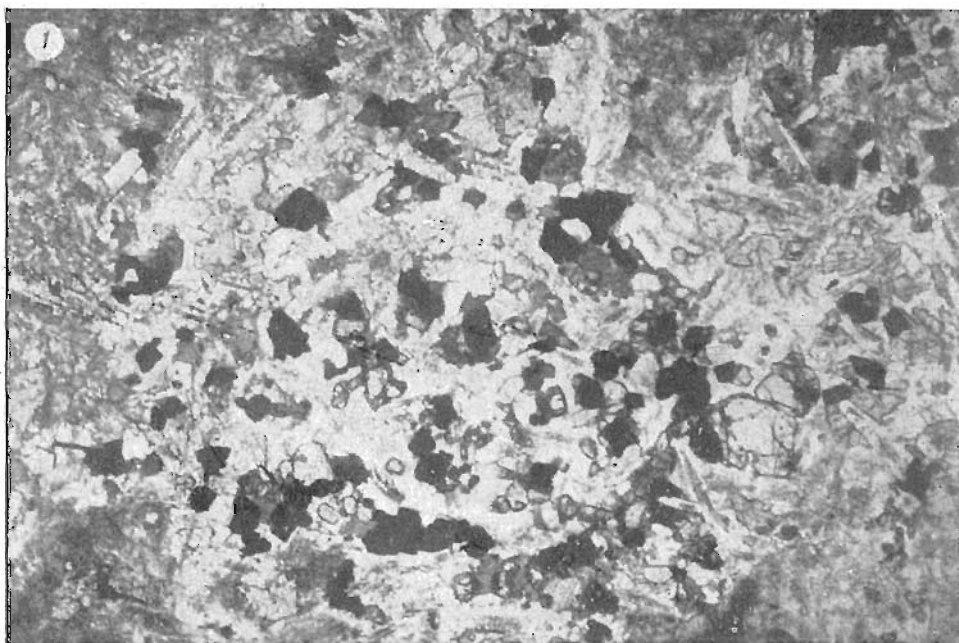
1. Развитие волокнистых серых агрегатов по клинопироксену и общий вид безольвинового габбро-долерита. Шл. 90,5/202, ув. 100, без. ник.

2. Пойкилокристы клинопироксена, погасающие отдельными блоками. Видны полисинтетические двойники и метасоматическая зональность в контакте с выделениями магнетита. Безольвиновый габбро-долерит. Шл. 466/493, ув. 40, ник. +.



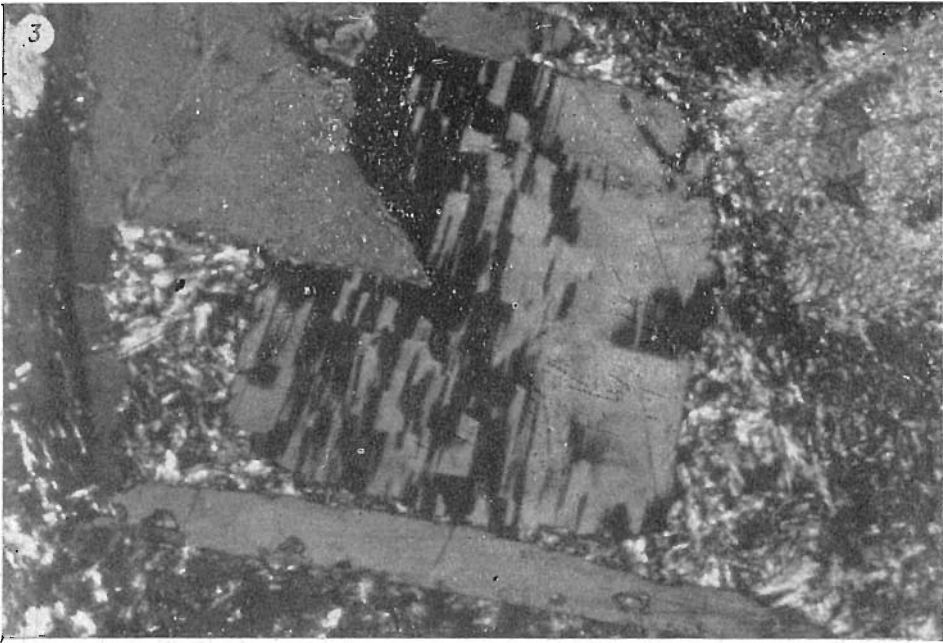
3. Замещение сфеном зерен клинопироксена в безоливиновых габбро-долеритах. Шл. 95,2/202, ув. 140, без. ник.

4. Пойкилокрсты оливина в оливинсодержащих габбро-долеритах. Шл. 416/493, ув. 75, ник. +.



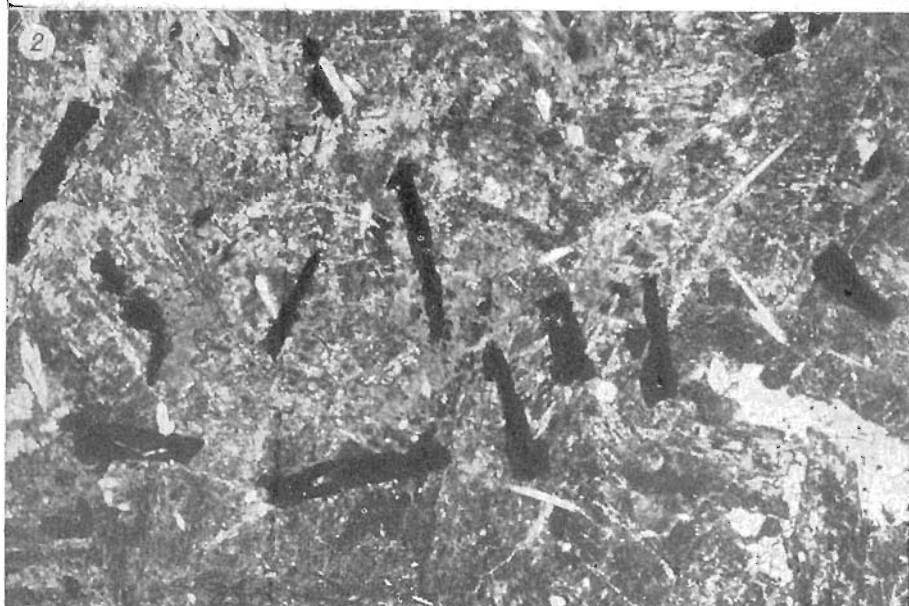
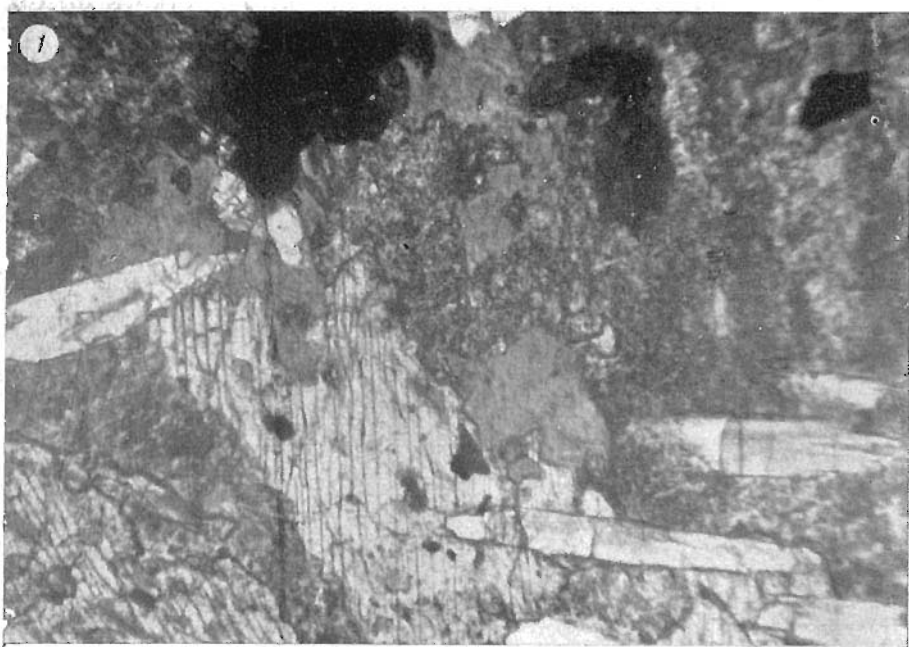
1. Распавшиеся пойкилокристы в виде изометричных зерен оливина (гиалосидерита) в шлирах совместно с биотитом, магнетитом, апатитом в оливинсодержащих габбро-долеритах. Шл. 416/493, ув. 40, без. ник.

2. Развитие зерен граната (гроссуляра) в плагиоклазе вплоть до образования псевдоморфоз. Безоливиновый габбро-долерит. Шл. 777,5/134, ув. 75, без. ник.



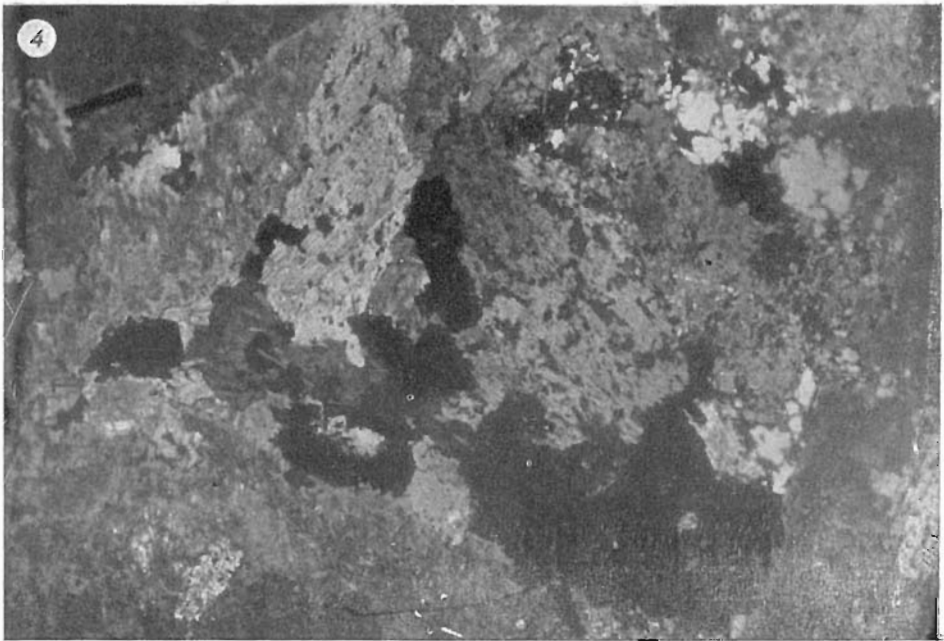
3. Таблички плагиоклаза с двойниками графического типа в безоливиновых габбро-долеритах. Шл. 598/311, ув. 60, ник. +.

4. Общий вид гибридно-метасоматической породы (кварцевый диорит), заметны кое-где венцы микропегматита вокруг кристаллов плагиоклаза и реликты клинопироксена среди роговой обманки. Шл. 640/108, ув. 45, ник. +.



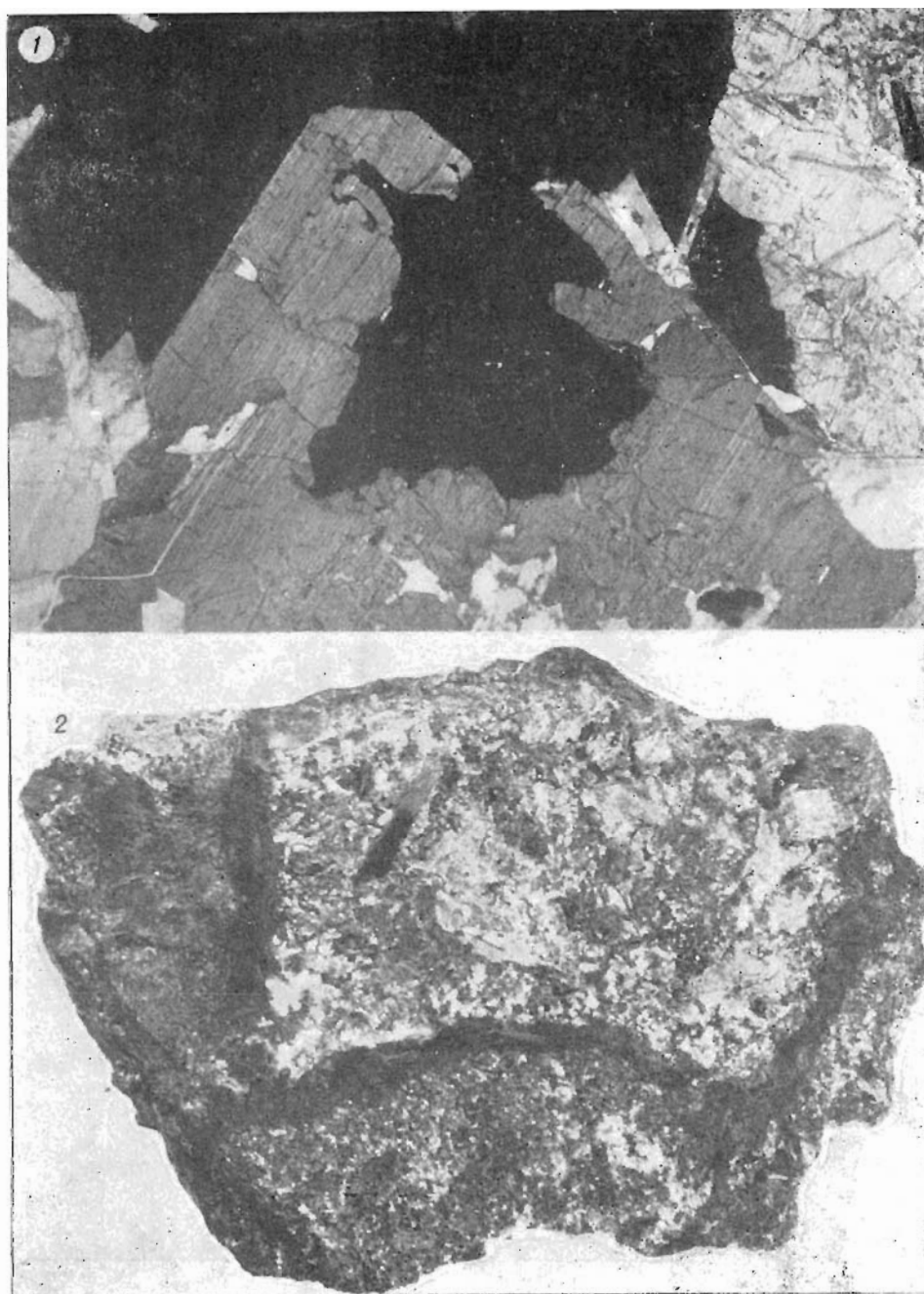
1. Замещение хадакритов плаггиоклаза апатитом и альбитом в габбро-диорите. Шл. 501/26, ув. 100, без. ник.

2. Игольчатые выделения магнетита совместно с апатитом и слюдястым минералом в габбро-диорите. Шл. 501/26, ув. 30, без. ник.



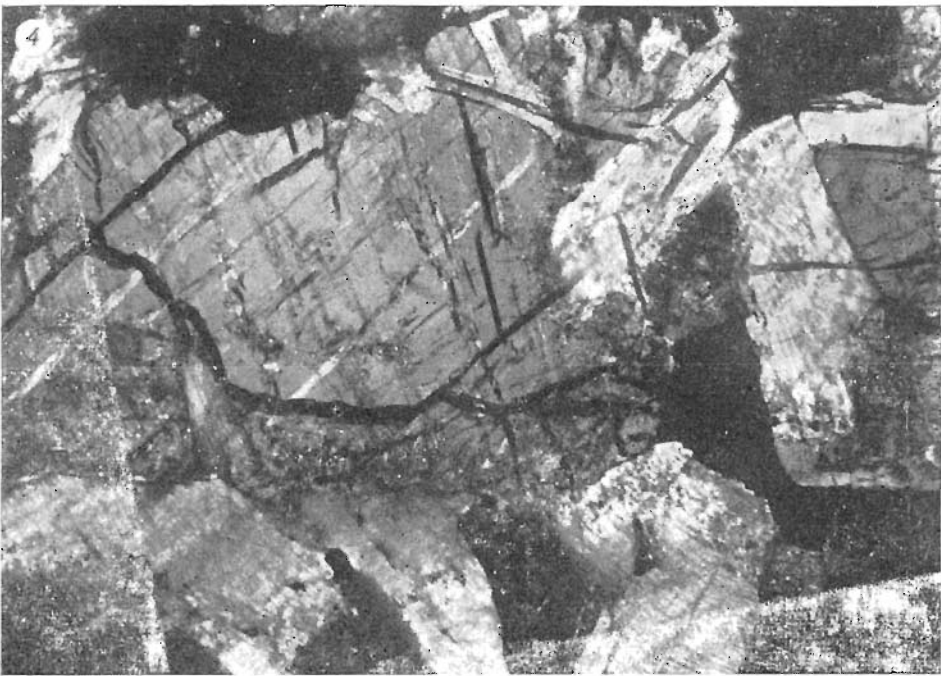
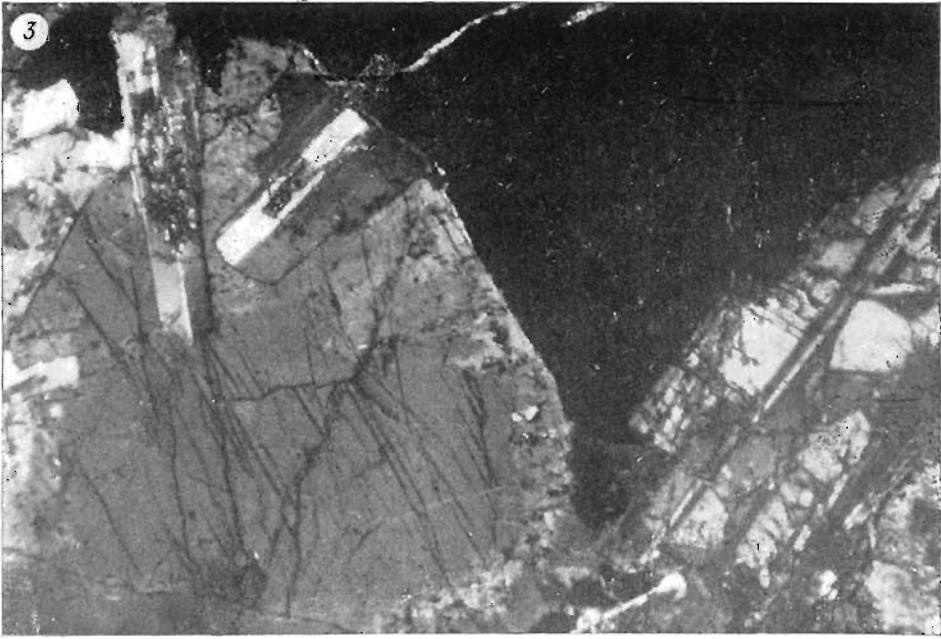
3. Прожилковидные ответвления метасоматических новообразований клинопироксена от ойкокрисстов первичного клинопироксена в габбро-диорите. Шл. 594/311, ув. 30, ник. +.

4. Дендритовидные выделения магнетита в ассоциации с зернами роговой обманки и зеленого клинопироксена в габбро-диорите. Шл. 594/311, ув. 30, ник. +.



1. Структуры замещения клинопироксена сульфидами (четкие периферические оторочки) в такситовых габбро-долеритах (троктолитового типа). Шл. 668/26, ув. 30, ник. +.

2. Общий вид такситового габбро-долерита с крупными кристаллами клинопироксена и реликтами ороговикованных пикритовых габбро-долеритов. Обр. 360/48, ув. 2.



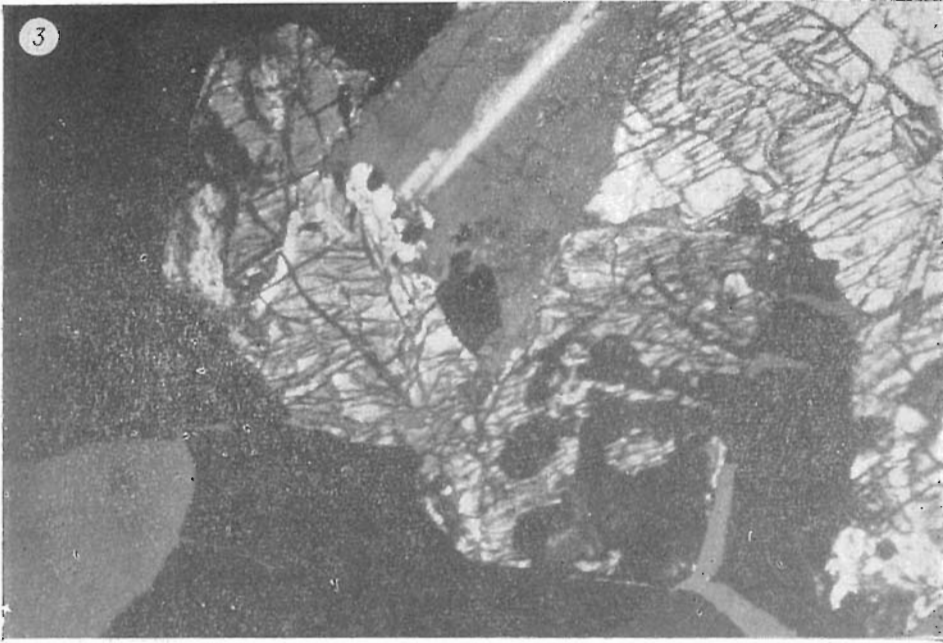
3. Зональное строение клинопироксена в контакте с сульфидами (такситовый габбро-долерит). Шл. 663,2/26, ув. 45, ник. +.

4. Первичная магматическая зональность у крупных идиоморфных кристаллов клинопироксена (центр зеленый, край бурый) в такситовых габбро-долеритах. Обр. 586/960, ув. 10.

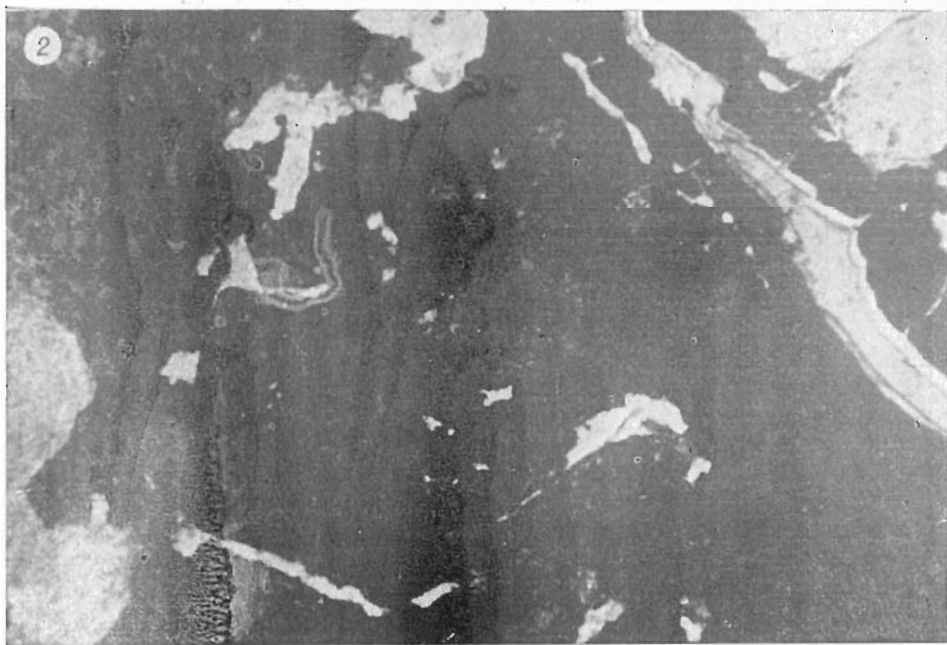


1. Зональное строение плагиоклаза в контакте с сульфидами с затеками внутрь зерен в тацитовом габбро-долерите. Вдоль затека сульфидов в плагиоклазе видна тонкая кайма более кислого состава. Шл. 663,2/26, ув. 46, ник. +.

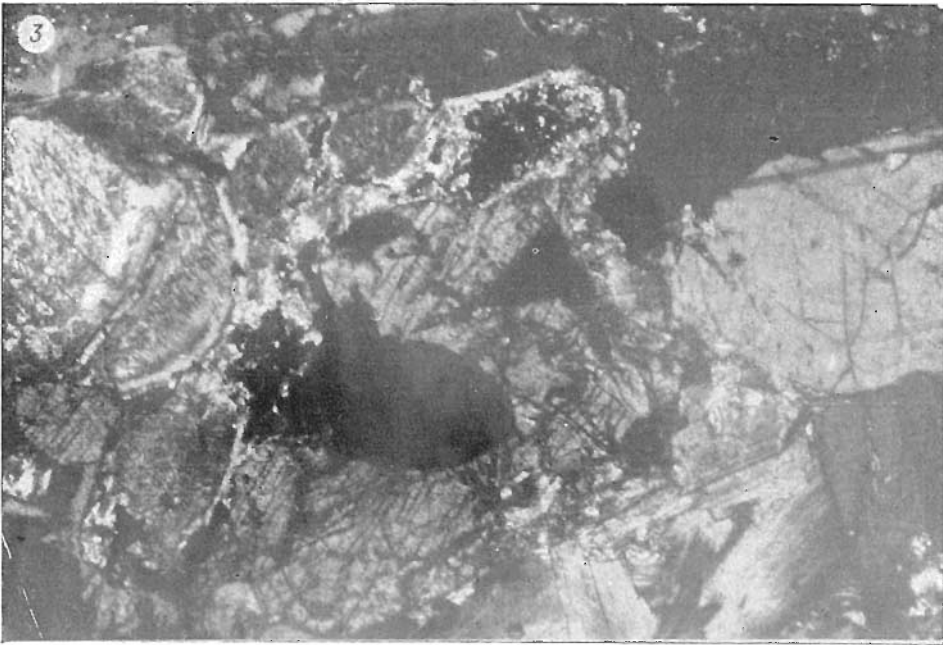
2. Зерна корродированного магнетита, а также апатита внутри вкрапленника сульфидов в тацитовом габбро-долерите. Шл. 663,2/26, комбинир. освещение, ув. 25.



3. Структура замещения клинопироксена сульфидами с появлением мелкой сульфидной вкрапленности внутри замещаемого зерна. Шл. 670/26, ув. 50, без ник.
4. Зерна граната, располагающиеся вдоль спайности в зеленой роговой обманке в оливковых такситовых габбро-долеритах. Шл. 446/411, ув. 95, без ник.

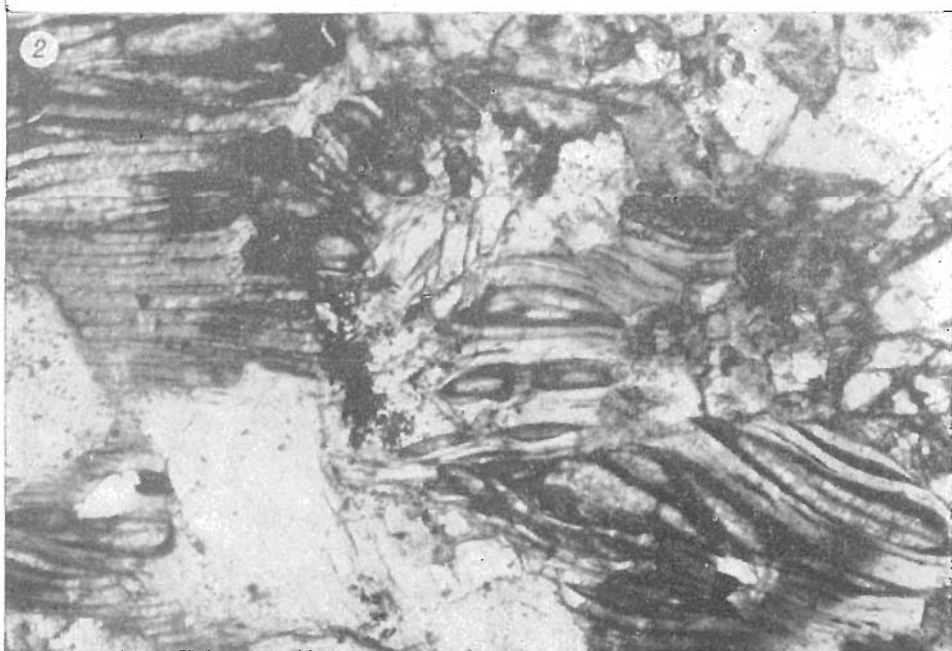
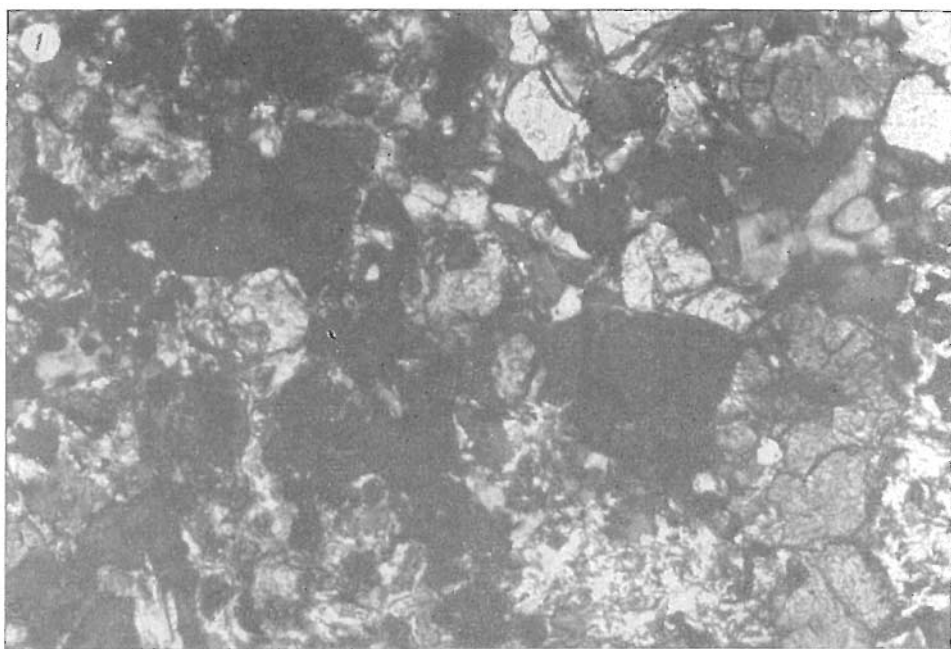


1. Оторочки зерен граната вокруг кристаллов плагиоклаза, а также зерна граната среди плагиоклаза в такситовом габбро-долерите. Шл. 446/411, ув. 70, без ник.
2. Зерна граната среди выделений сульфидов в такситовом габбро-долерите. Шл. 459/411, ув. 70, без ник.



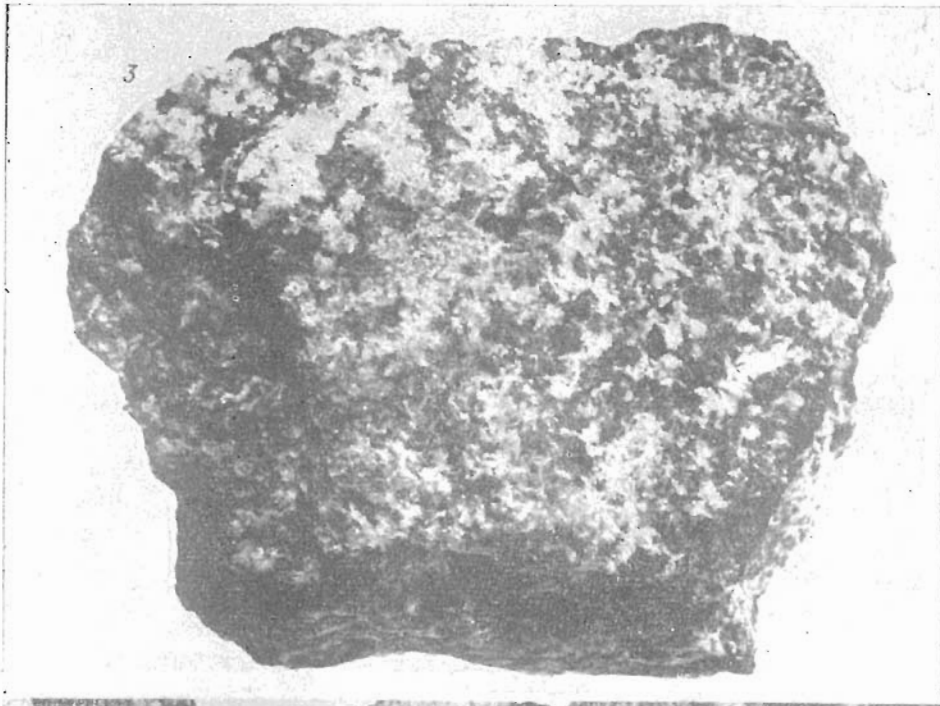
3. Зерна граната совместно с магнетитом внутри зерна клипшпроксена в такситовом габбро-долерите. Шл. 465/411, ув. 60, ник. +.

4. Переработанный реликт пикритового габбро-долерита (типа шпюра мелко-зернистого оливинита с магнетитом и хромитом) в такситовом габбро-долерите. Шл. 213/202, ув. 50, без ник.



1. Мелкие пойкилокристы оливина (темное) в мелкозернистых участках в оливинном такситовом габбро-долерите. Шл. 465/411, ув. 70, ник. +.

2. Развитие биотита по клинопироксену зерен граната по спайности в биотите и частичное замещение биотита хлоритом в такситизированном пикритовом габбро-долерите. Шл. 466/441, ув. 70, без ник.



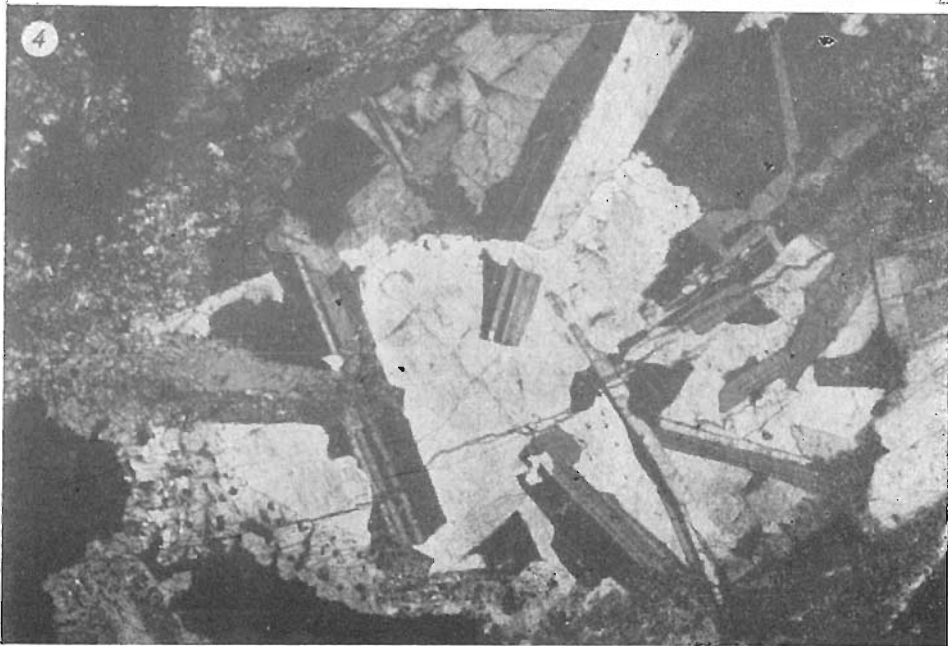
3. Атакситовое габбро с замещением темноцветных минералов магнетитом и сульфидами. Обр. 359Г/68, ув. 2.

4. Общий вид талнахита. Обр. 558/493, ув. 10.



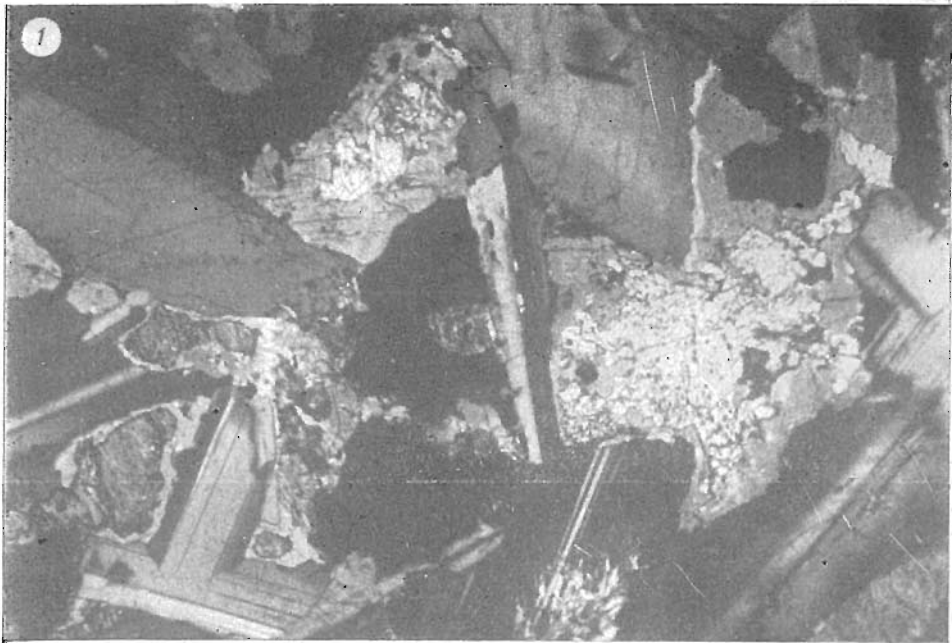
1. Мелкие зерна распавшегося оливина, включенные в ойкокрсты клинопироксена в талнахите. Шл. 705/490, ув. 60, ник. +.

2. Пойкилокрсты оливина, включенные в качестве хадакрстов в ойкокрсты клинопироксена в талнахите. Шл. 586B/493, ув. 42, ник. +.



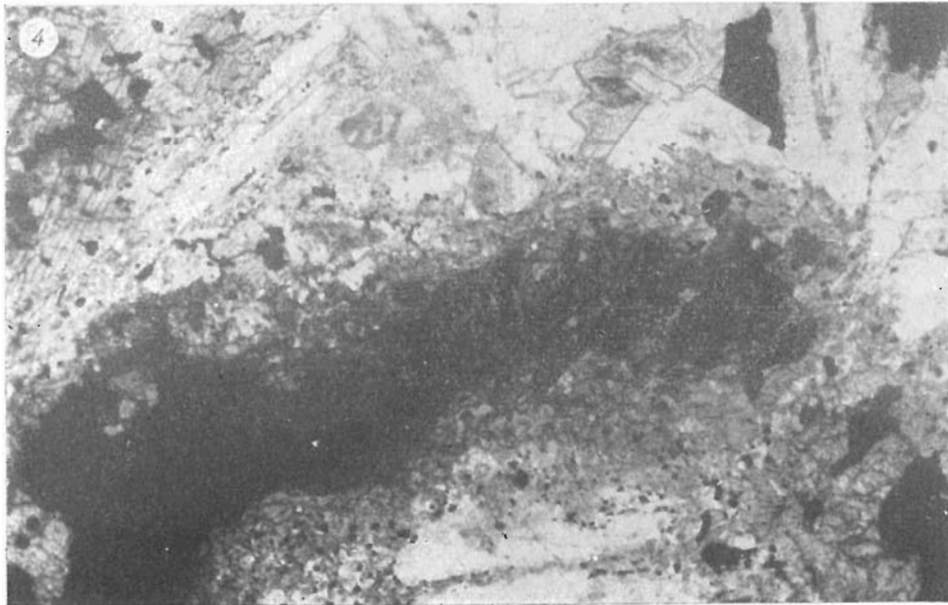
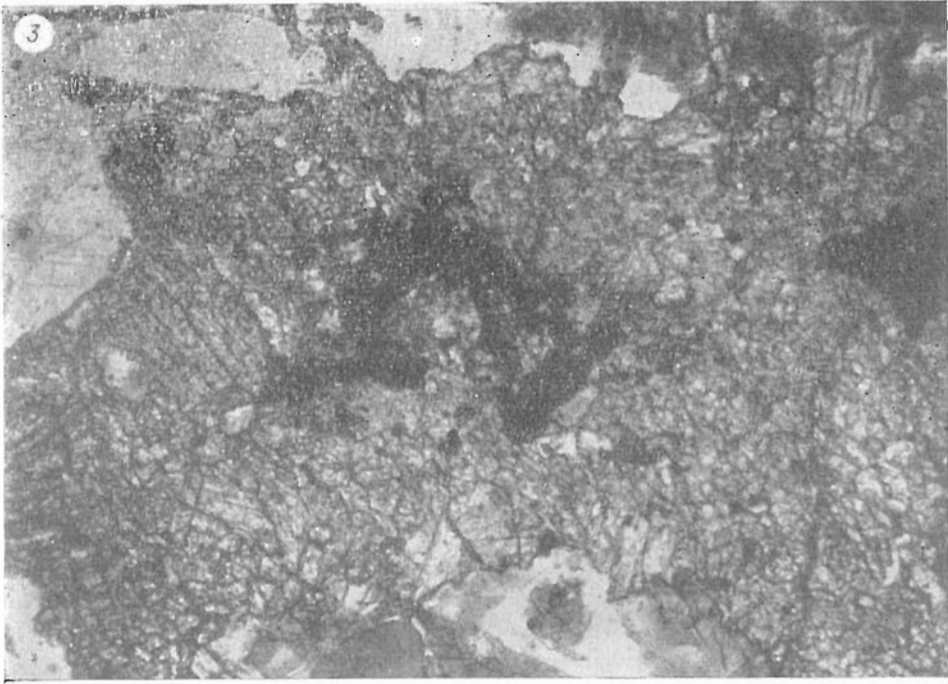
3. Зональное строение пойкилокристов клинопироксена. Видны также зеленые периферические каймы в контакте с сульфидами. Совместно с сульфидами сфен и апатит, талнахит. Шл. 586, 7/493, ув. 40, ник. +.

4. Вкрапленность сульфидов среди зеленого клинопироксена краевой каймы зонального пойкилокриста в талнахите (троктолите). Шл. 586,1/493, ув. 40, без ник.



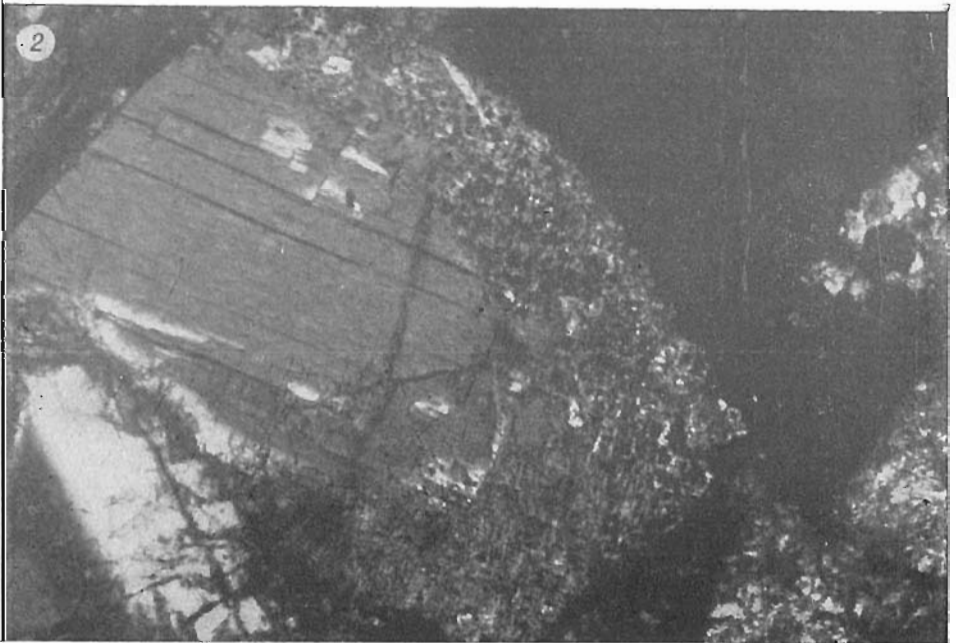
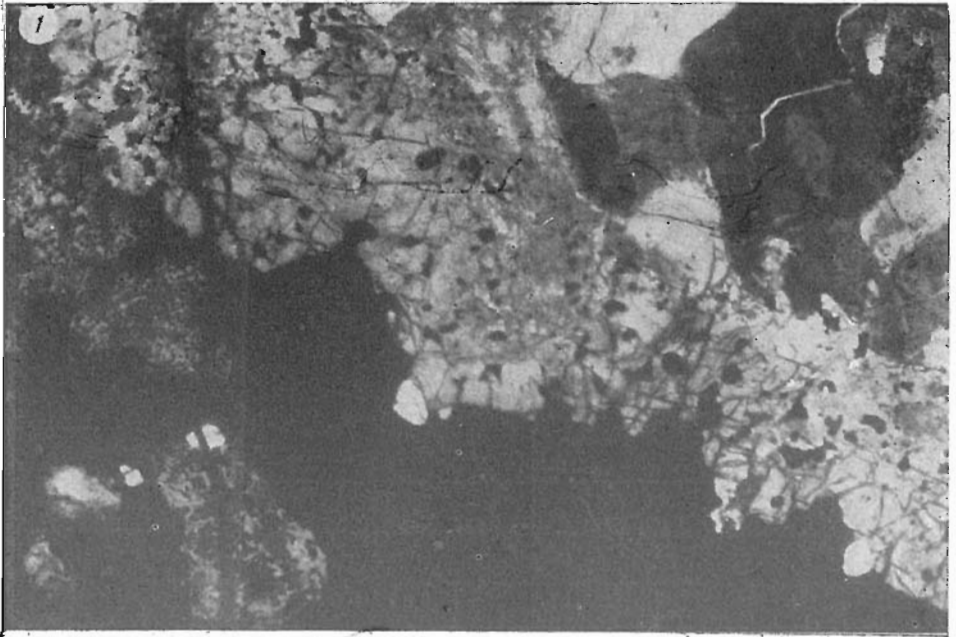
1. Каймы клинопироксена вокруг ортопироксена с четкими структурами замещения в талнахите (троктолите). Шл. 586,7/493, ув. 60, ник. +.

2. Метасоматическая зональность в плагиоклазе с мелкой вкрапленностью сульфидов в контакте с крупными выделениями сульфидов в талнахите (троктолите), в зонирующихся за счет замещения ойкокрисстов клинопироксена. Шл. 58.Б/493. 0, ник. +.



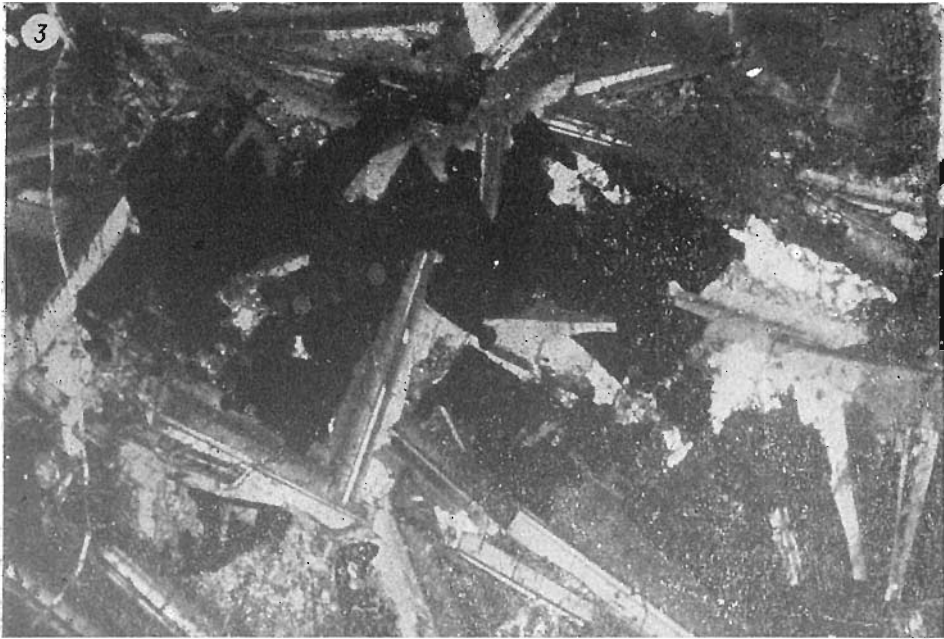
3. Зерна бурого граната среди сульфидов и зеленого клинопироксена в талнахите (троктолите). Шл. 586,1/493, ув. 40, без ник.

4. Сплошные каймы розового граната около апофиз от выделений рудных минералов в талнахите (троктолите). К периферии прожилка видна кайма зеленого клинопироксена. Шл. 586А/493, ув. 30, без ник.



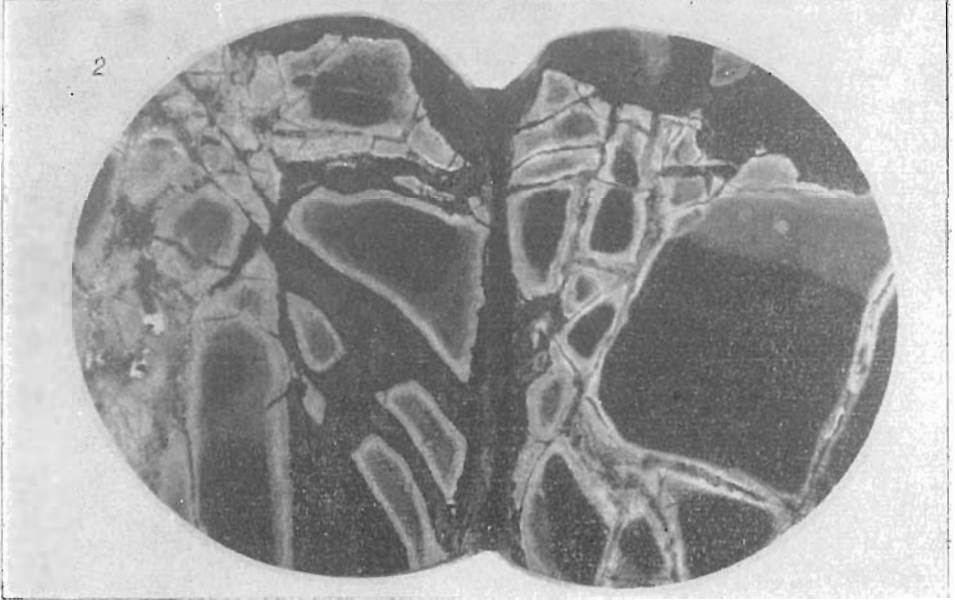
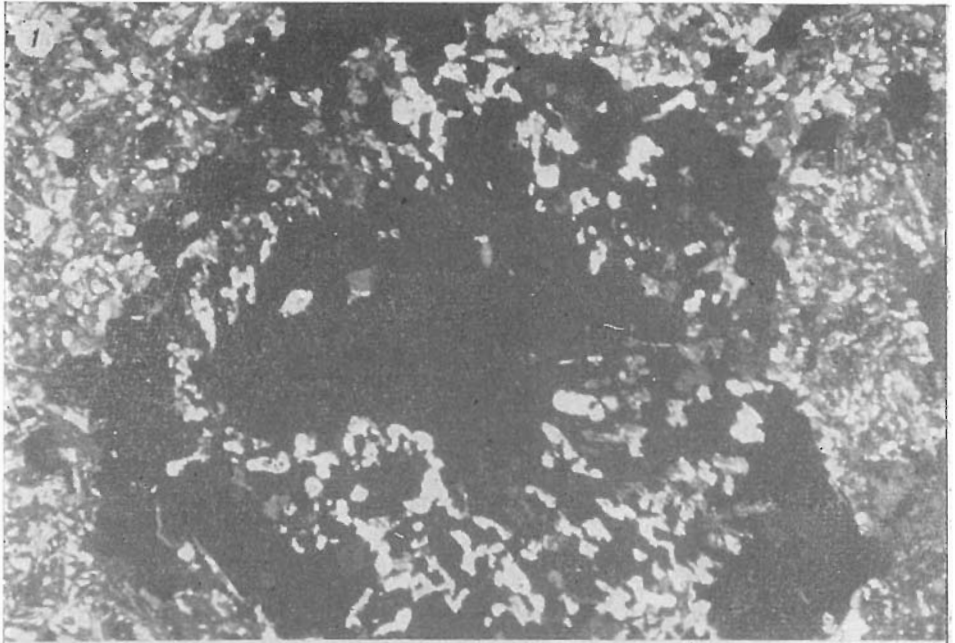
1. Сплошные каймы зеленого клинопироксена (как монолитного, так и мелких изометричных зерен) вдоль контакта со сфен-халькопиритовым прожилком в талнахите (троктолите). Шл. 586,7/493, ув. 30, без ник.

2. Метасоматическая зональность в клинопироксене на контакте с выделениями магнетита в габбро. Шл. 533/26, ув. 40, без ник.



3. Псевдоморфозы магнетита по ойокристам клинопироксена в габбро. Видны реликты клинопироксена и хадакristы плагиоклаза. Шл. 519,7/26, ув. 40, без ник.

4. Гранат среди дендритов магнетита и замещение граната магнетитом в габбро. Шл. 525,2/26, ув. 40, без ник.

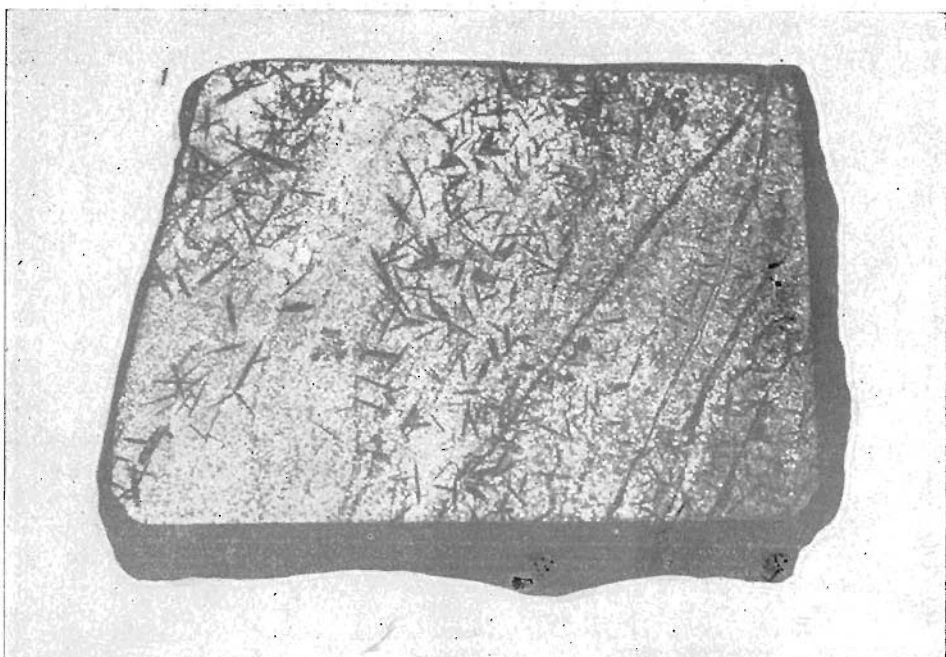


1. Частично оруденелый распавшийся апопойкилокрист клиношироксена в ороговикованном габбро. Шл. 440,3/493, ув. 20, без ник.

2. Псевдобрекчия с «обломками» псевдотехилитов. Краевая кайма вокруг обломков — частично замещенный псевдотехилит, «цемент» брекчии — метасоматиты. Обр. 503/545, натур. величина.



3. Псевдоташилит. Общий вид под микроскопом. Шл. 1/583,5, ув. 40, без ник.
4. Переход от ороговикованного габбро-долерита к псевдоташилиту, замещаемому существенно клиношироксеновым метасоматитом. Шл. 4/516, ув. 40, без ник.



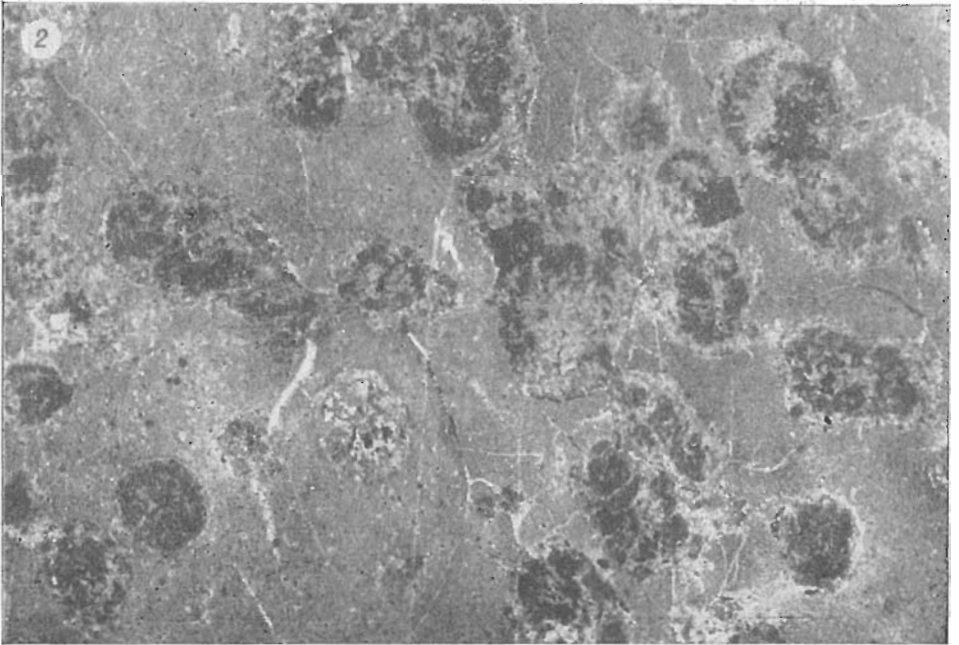
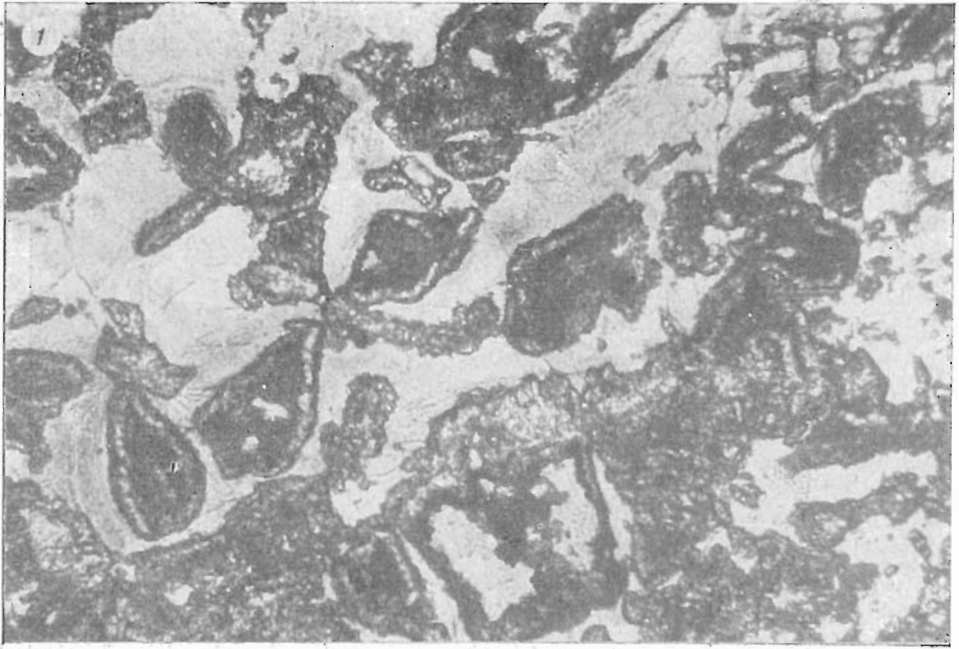
1. Замещение сульфидами псевдоахлитов с образованием метасоматических структур просвечивания. Шл. 593/638, ув. 1,5, без ник.

2. Оливиновый габбро-долерит. Оплавленные включения мелких зерен оливина в кленопироксене и позднем оливине. Шл. 665/1029,7, ув. 35, ник. +.



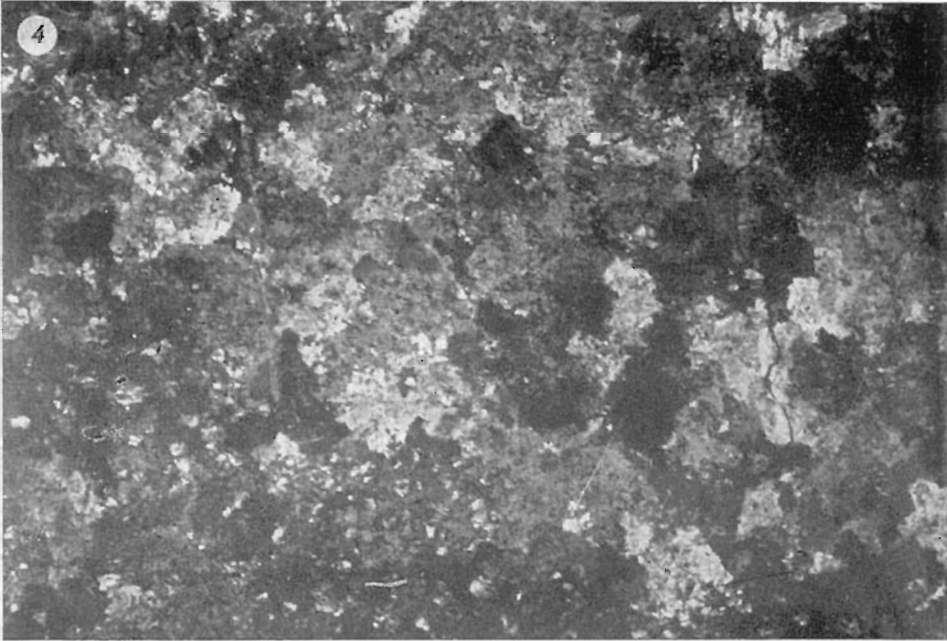
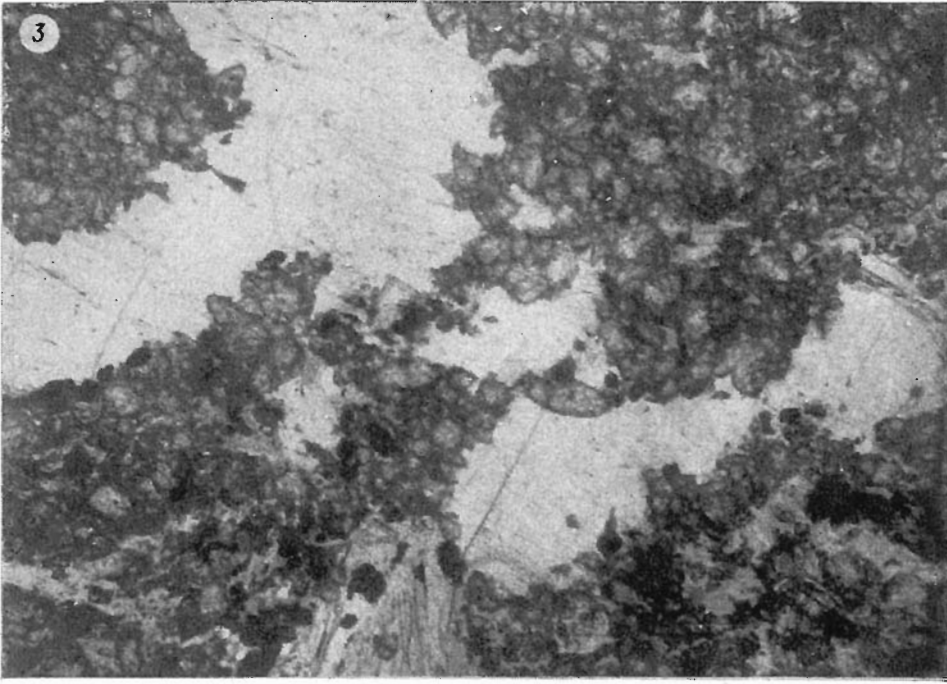
3. Порфировый микродиорит. В фенокристе плагиоклаза видны округлые включения раннего плагиоклаза. Шл. 665/1136,2, ув. 45, шк. +.

4. Замещение ороговикованного оливинового габбро-диорита мелкозернистым пироксенитом. Шл. 665/1186, ув. 40, вик. +.

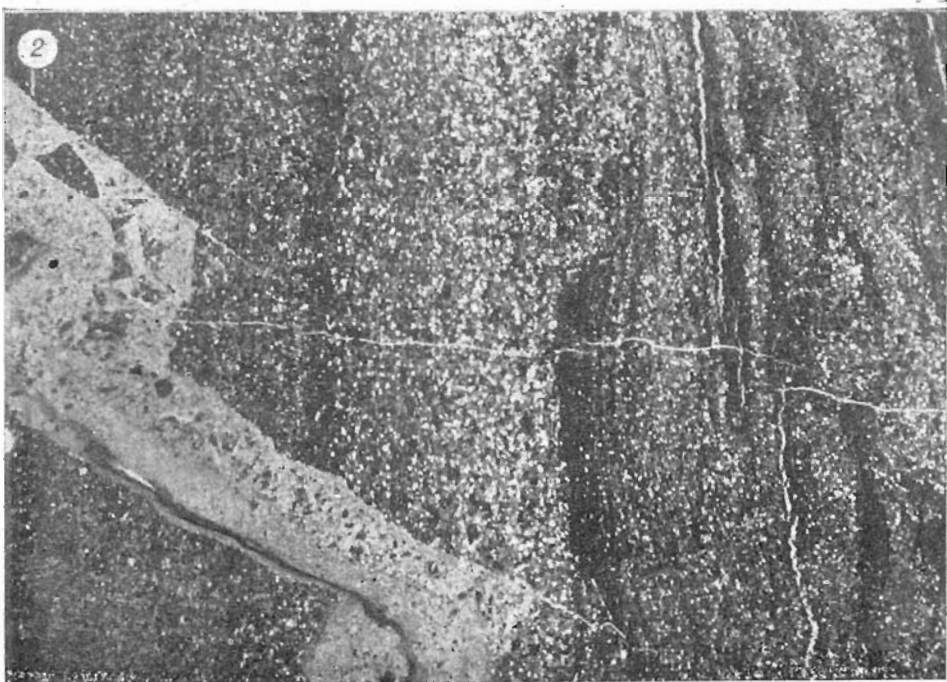


1. Гидрогранат-серпентиновый метасоматит по оливиновому габбро-долериту. Светлое — серпентин, серое и черное — субмикроскопические выделения сотового (ячеистого) гидрограната. Шл. 665/1208, ув. 70, без. ник.

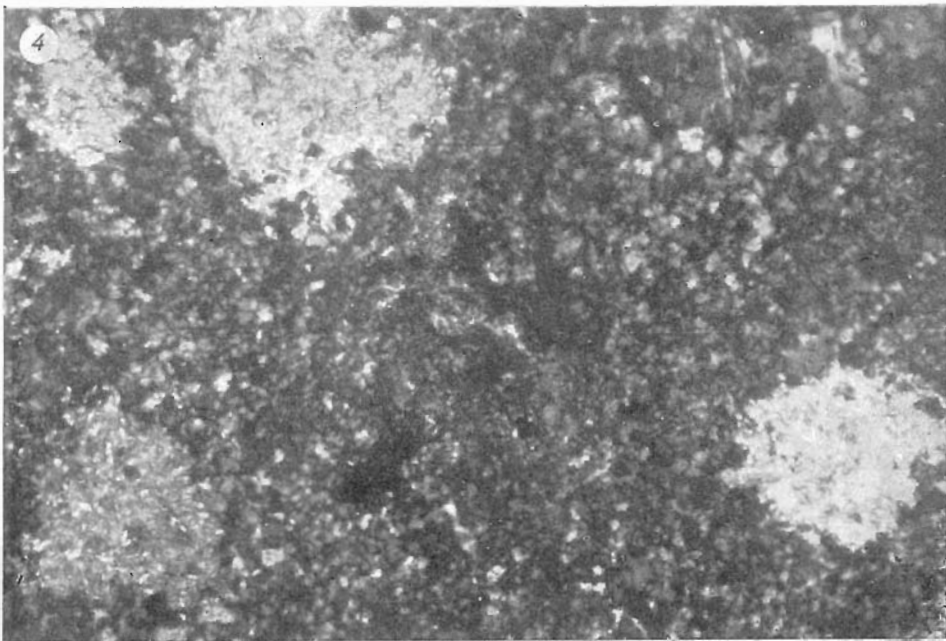
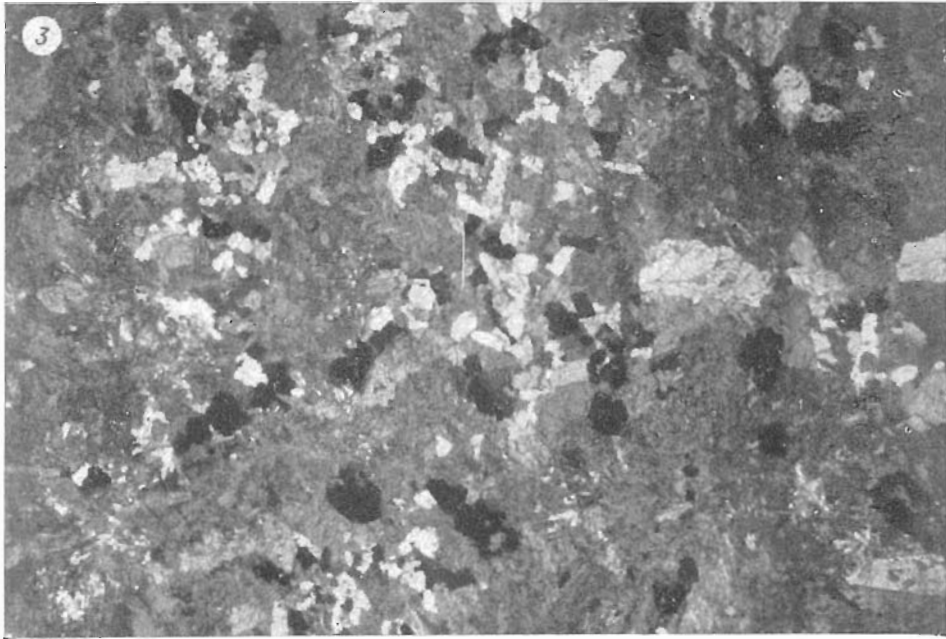
2. Метасоматически измененный кордиерит-плагиоклазовый роговик. Шл. 596/534, ув. 20, без ник.



3. Пироксеновый роговик с ангидритом (белое). Шл. 591/687, ув. 35, ник. +.
4. Бруситовый мрамор с листочками флогопита. Шл. 611/603,05, ув. 30, ник. +.

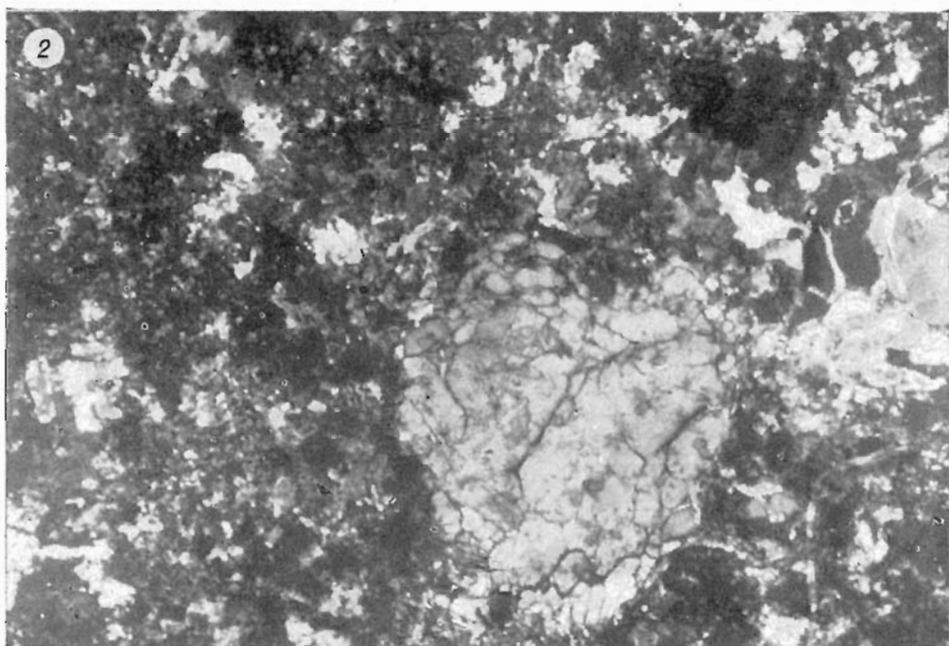
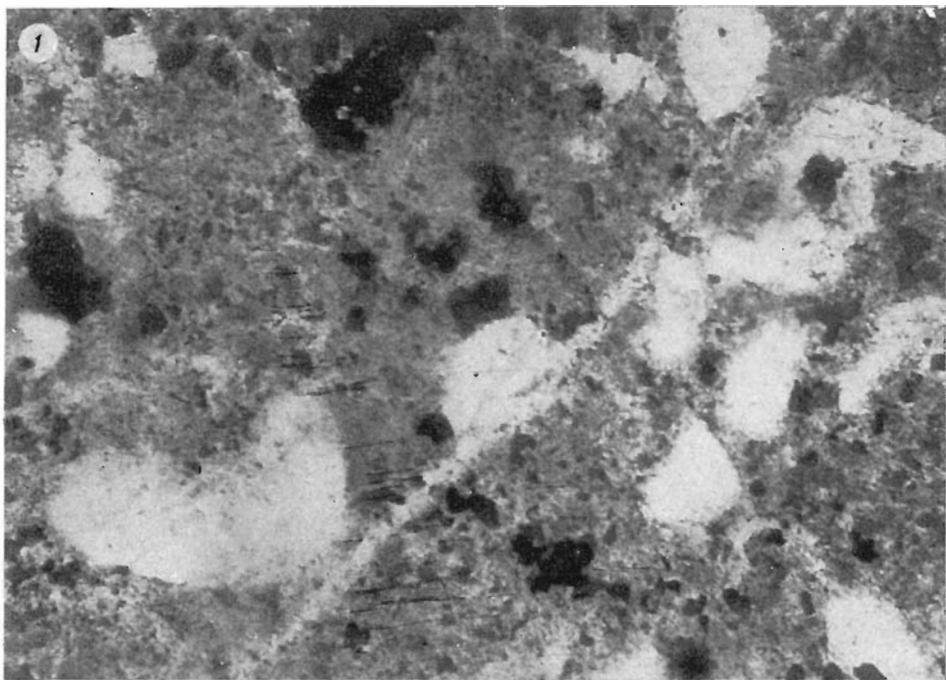


1. Ангидритовый мрамор. Шл. 593/638,5, ув. 35, ник. +.
2. Альбититы с полосчатым расположением рудной вкрапленности, пересекающиеся прожилками пострудных альбититов. Шл. 218/184, ув. 10, без ник.



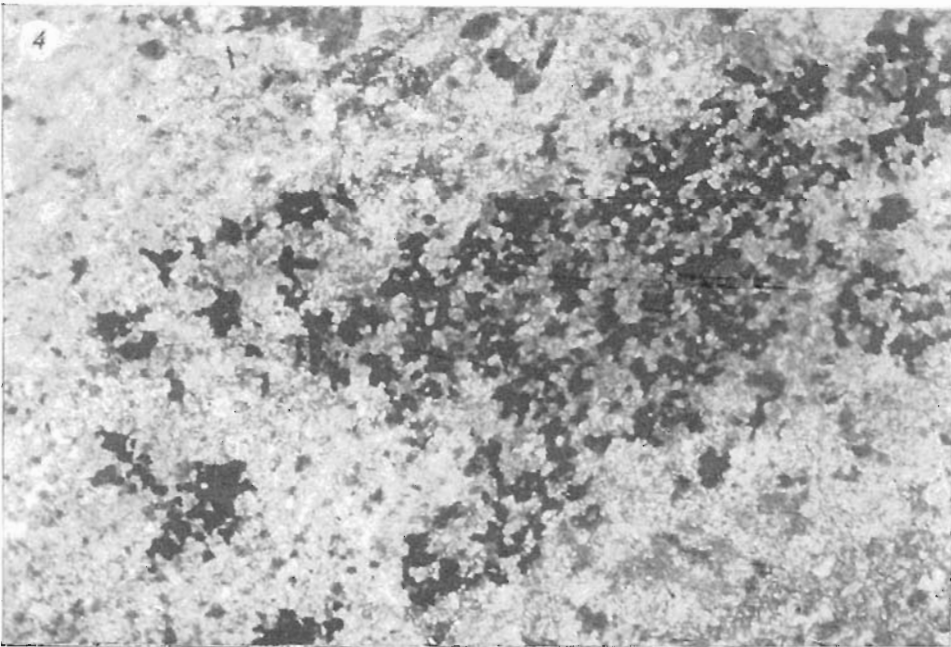
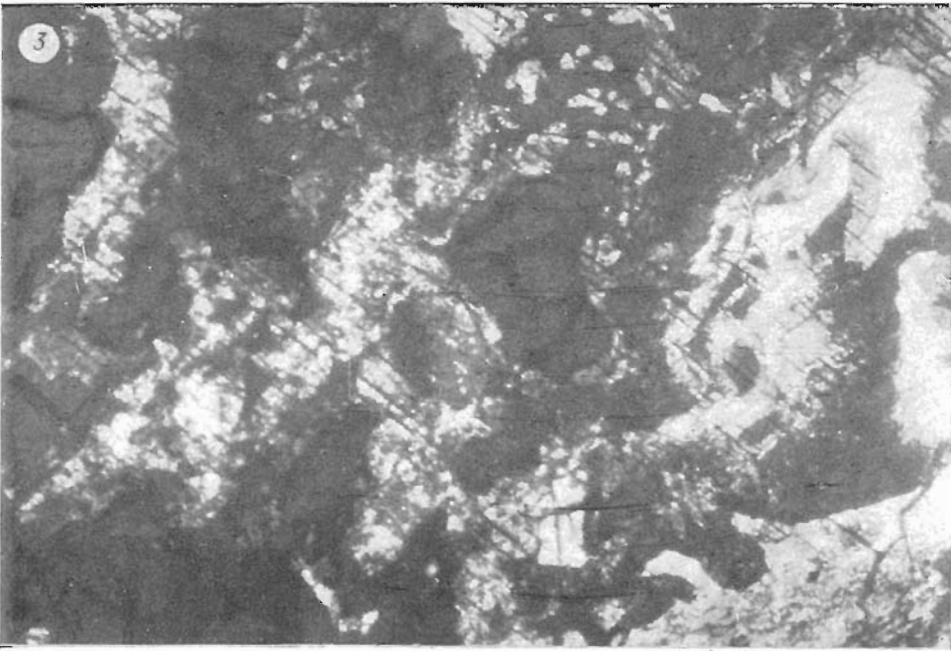
3. Локализация рудного минерала среди скоплений зерен клинопироксена (апопайкилокристов) в альбитите (альбитизированном габбро-долерите). Шл. 134/237, ув. 35, ник. ||.

4. Капельвидные метакристы карбоната в альбитите. Шл. 221/237, ув. 40, ник.+.



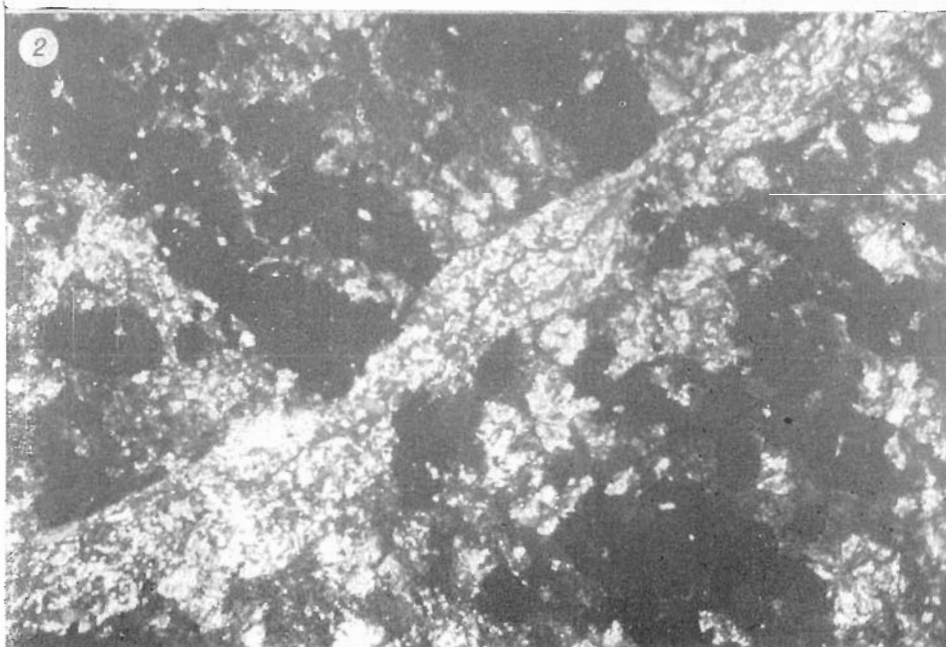
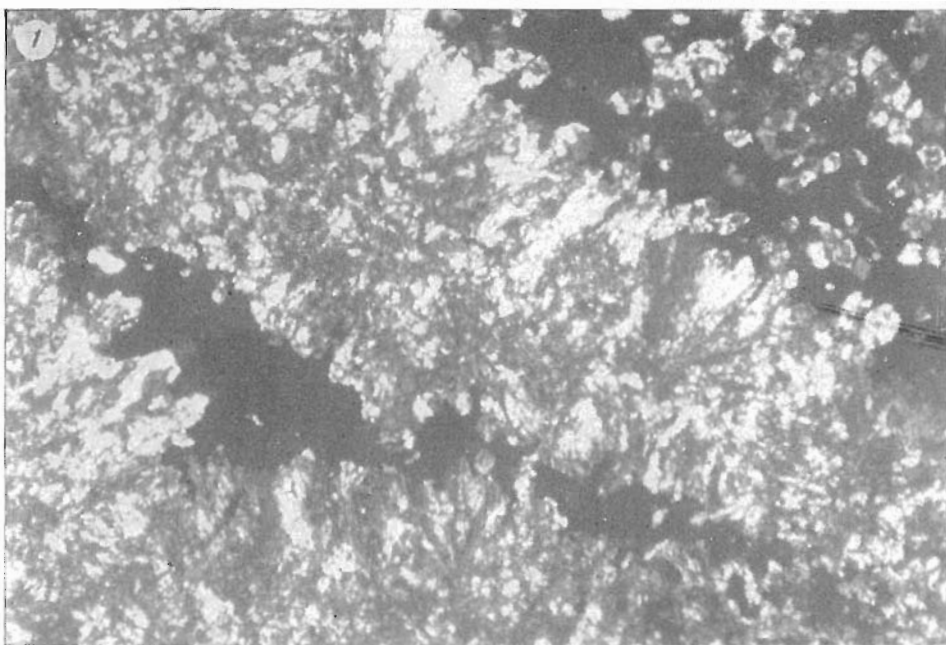
1. Замещение зерен кварца щелочным полевым шпатом в кварц-полевошпатовом метасоматите. Шл. 956Б, ув. 126, без. виск.

2. Калищпатовый метасоматит с порфиробластами диорита. Шл. 550/311, ув. 40, виск. +



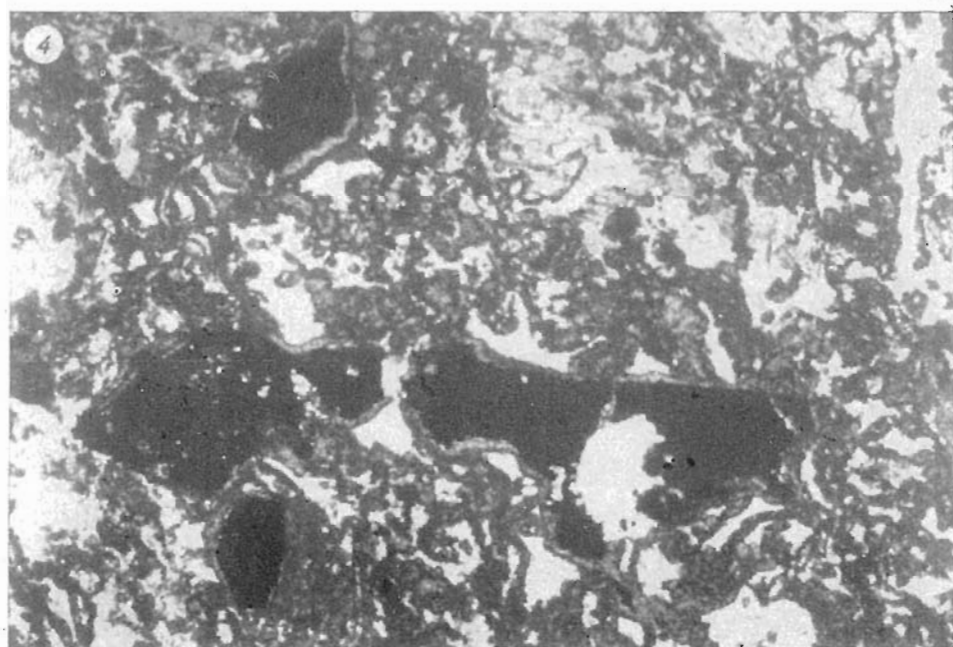
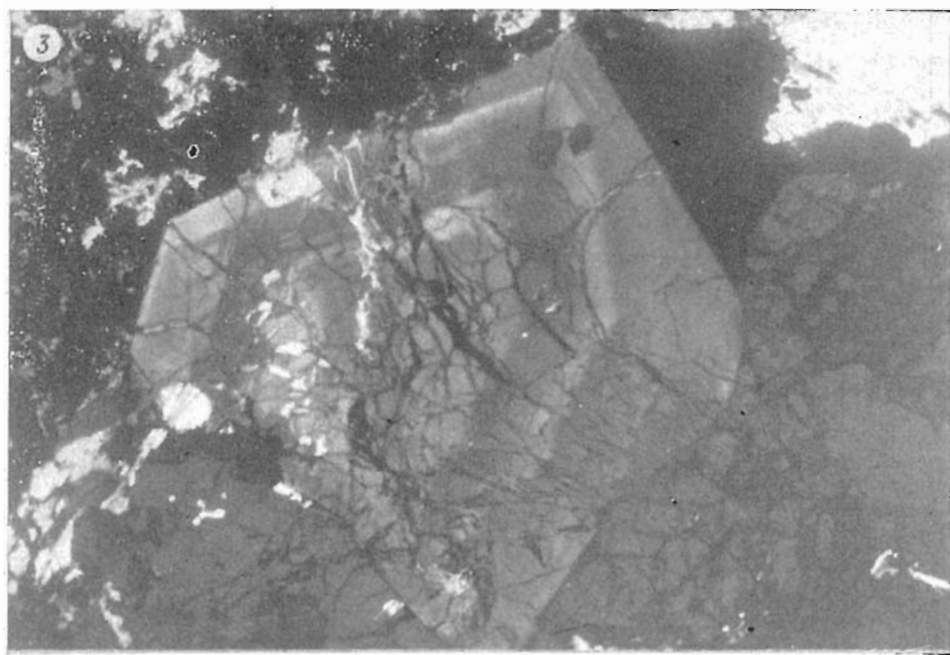
3. Участок альбит-гранат-клиношпроксенового состава в полевошпатсодержащих метасоматитах, где видно развитие граната по зеленому клиношпроксену. Шл. 185/237, ув. 40, без ник.

4. Метакристы ангидрита, замещаемые рудными минералами в существенно шпроксеновом метасоматите. Шл. 405Б/441, ув. 30, без ник.



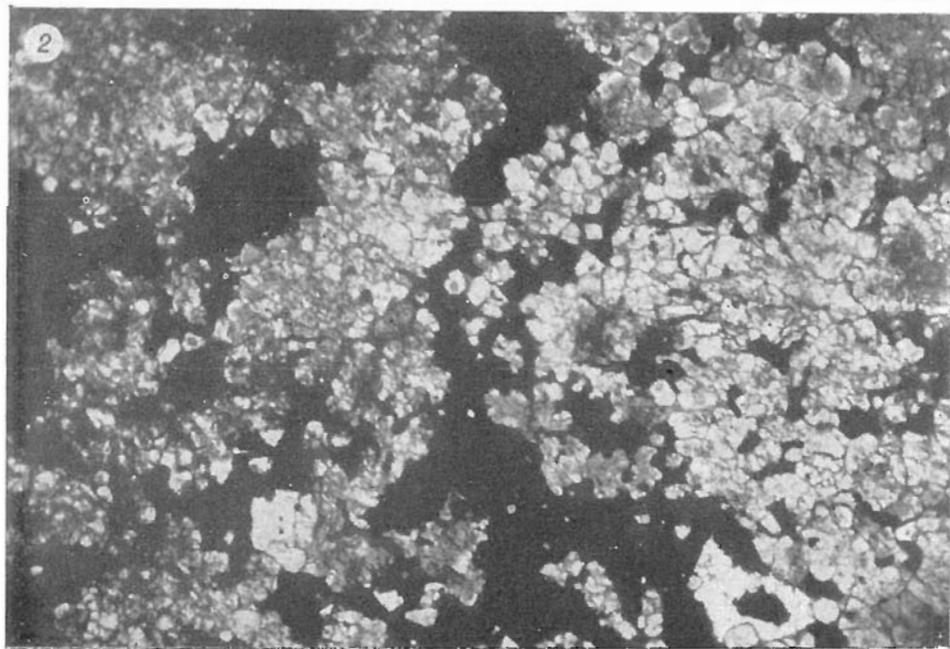
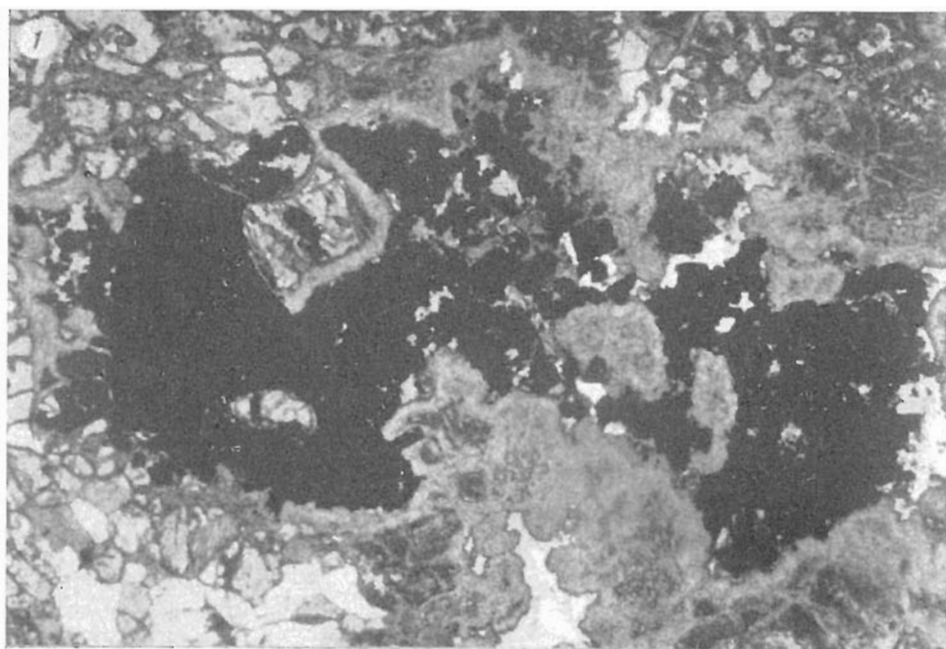
1. Полосчатое расположение рудной вкрапленности в пироксен-гранатовом метасоматите (скарне), пересекаемом прожилками безрудного альбитита. В скарне можно видеть лучистые зерна цонзита. Шл. 343/411, ув. 40, без ник.

2. Прожилки пострудного пироксенита (часто сферокристы), секущие оруденелый пироксенит. Шл. 598/305, ув. 40, без ник.



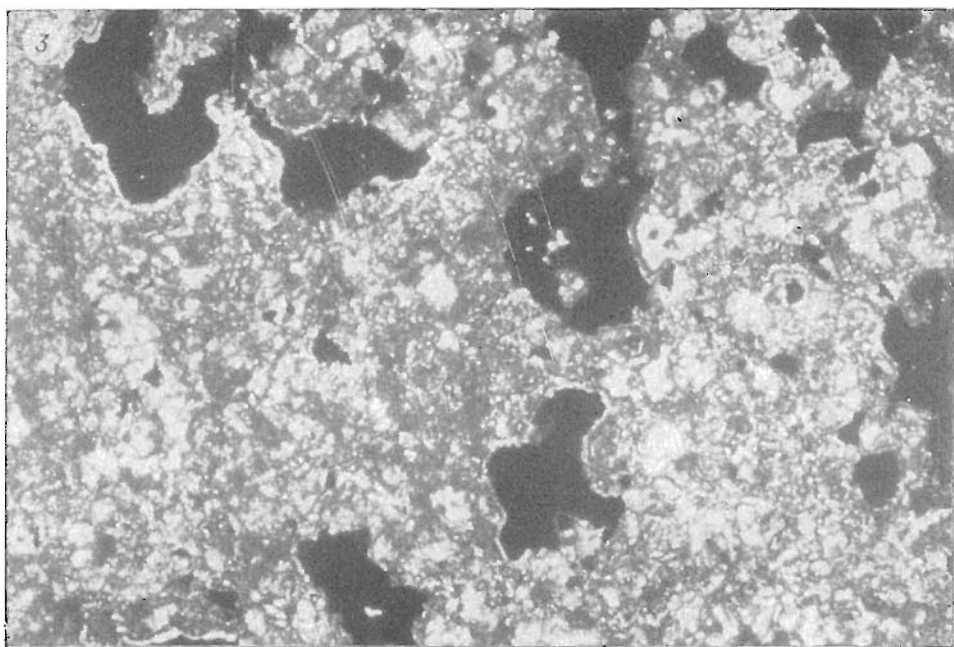
3. Кристаллы везувияна с зональным строением в пироксен-гранат-везувияновом метасоматите (скарне). Шл. 631/311, ув. 30, без вик.

4. Каймы граната вокруг выделений сульфидов и магнетита в существенно пироксеновом метасоматите. Шл. 581/305, ув. 40, без вик.



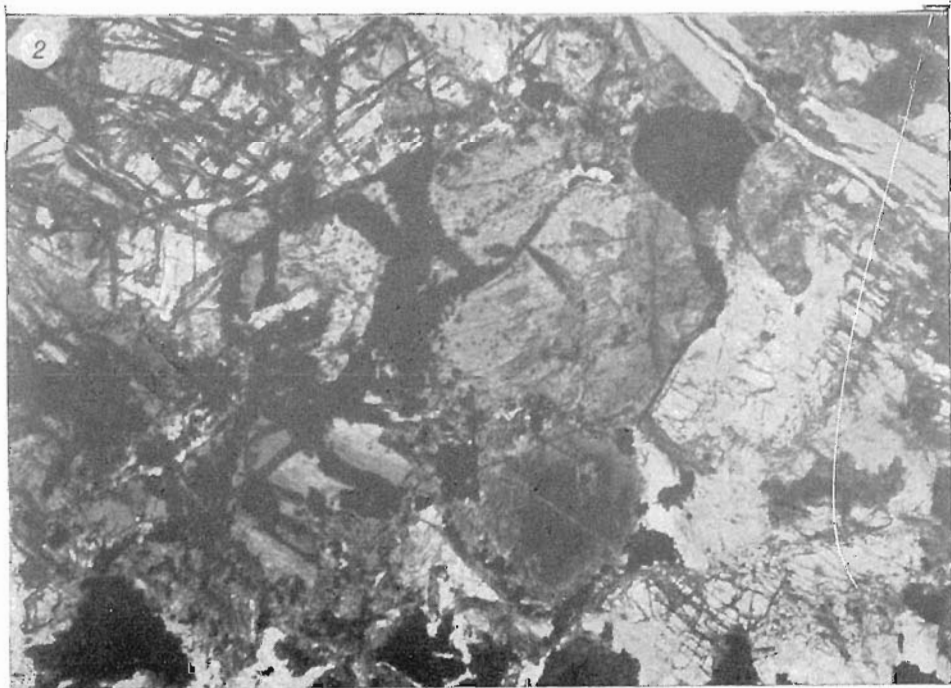
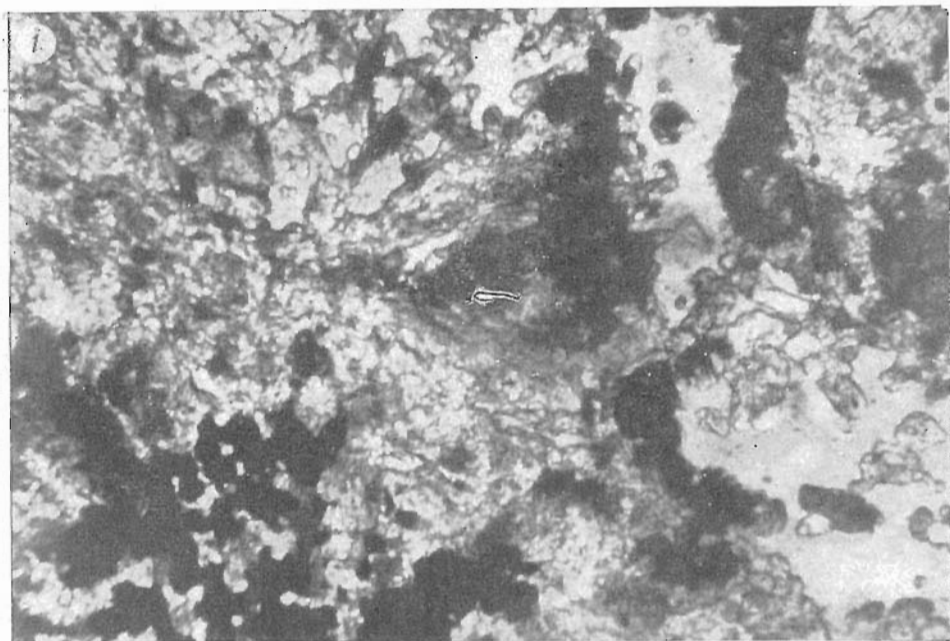
1. Периферические каемки граната вокруг выделений сульфидов в скарне. Шл. 550,5/305, ув. 60, без инк.

2. Корродирование рудным минералом (халькопирит) зерен граната в оруденелом гранатите. Шл. 615,5/493, ув. 40, без инк.



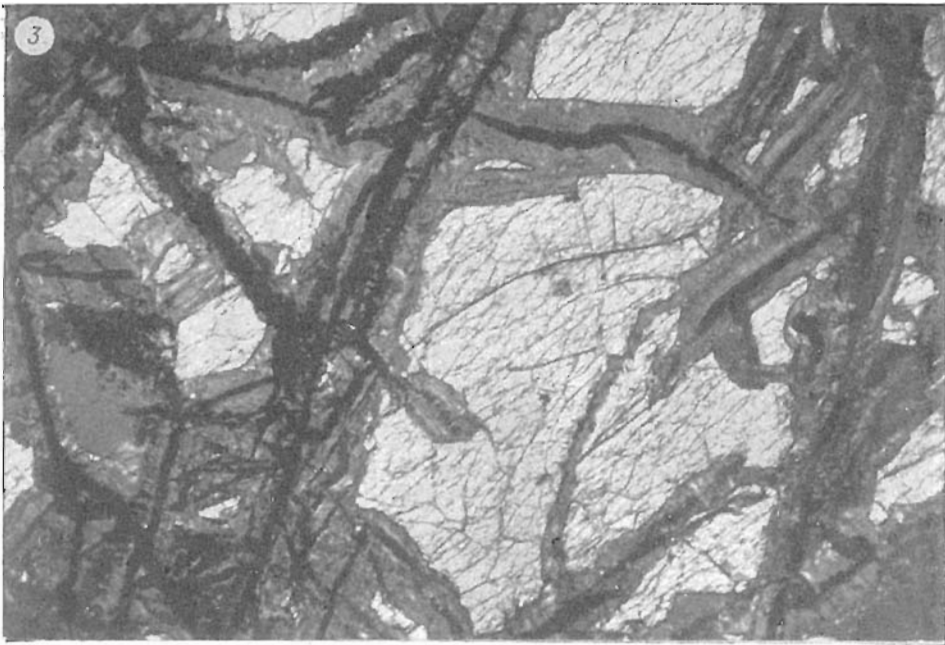
3. Губчатый каркас с сотовой структурой, образованный гранатом и рудными минералами в оруденелом гранатите. Шл. 382,5/411, ув. 40, без ник.

4. Контакт оруденелого эпидозита с кальцит-эпидитовым метасоматитом. Шл. 592/781, ув. 25, ник. +.



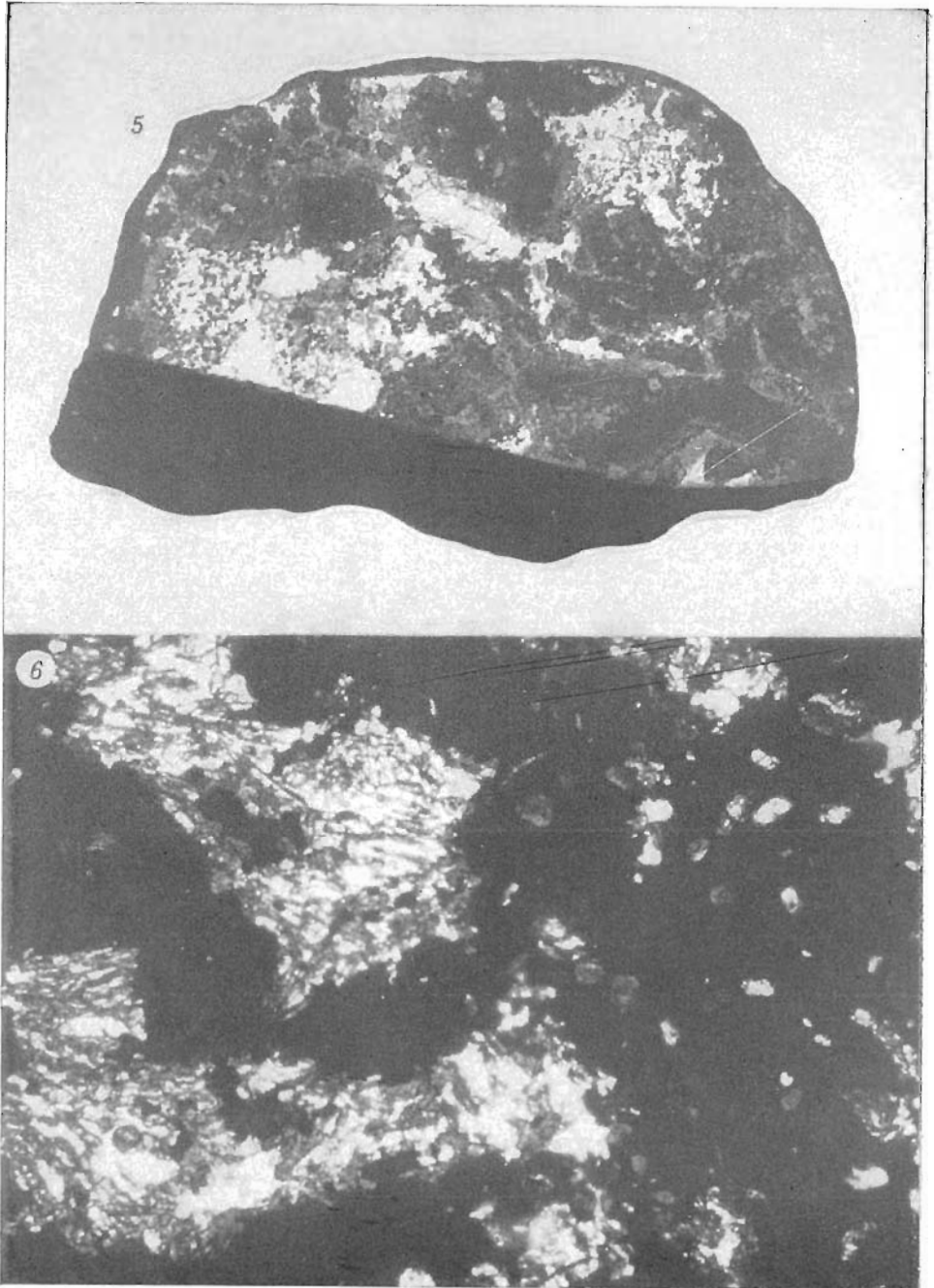
1. Обрастание шпинелью зерен клинопироксена и дальнейшее замещение магнетитом в пироксен-ангидритовом метасоматите. Шл. 409/441, ув. 40, ник. +.

2. Замещение оливина идиингсит-булингитом и серпентином в серпентин-хлоритовом метасоматите (апопикритовом). Шл. 178/184, ув. 40, без ник.



3. Замещение монтичеллита (белое) серпентином (темно-серое) в монтичеллит-серпентиновом метасоматите. Черное — прожилки граната. Шл. 9085, ув. 35, ник. +. (Из коллекции В. В. Дистлера).

4. Кварц-альбитовые метасоматиты с переходом структур от гранобластовой к гидноморфнозернистой и «диабазовой». Видно проявление собственных границ у новообразований альбита. Шл. 878, ув. 126, ник. +.



5. Крупные кристаллы магнетита, располагающиеся среди сульфидов вдоль контакта со скоплениями мелкозернистого магнетита, замещающего реликты габбро-долерита в Талпахской интрузии. Обр. 584/515,5 натур. велич.

6. Переход от плагиоклаз-фаялитового «роговика», инъецированного сульфидами, к одиночным кристаллам фаялита и плагиоклаза среди сульфидов. Ближний экзоконтакт интрузии Норильск-1. Шл. 869 И (колл. В. М. Изойтко), ув. 90, без шпк.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7

Часть I

Общая характеристика геологического строения района Талнахской интрузии

Г л а в а I. Геологическое строение	10
1. Основные черты стратиграфии и магматизма	—
2. Особенности тектоники района	20

Часть II

Петрология Талнахской интрузии

Г л а в а II. Морфология и внутреннее строение	23
1. Морфология интрузии	—
2. Внутреннее строение интрузии	26
Г л а в а III. Петрография магматических пород основной расло-	
енной серии	32
1. Контактные габбро-долериты	33
2. Пикритовые габбро-долериты	46
3. Оливиновые габбро-долериты	60
4. Оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты	80
5. «Габбро-диориты» и гибридно-метасоматические породы	87
Г л а в а IV. Петрография основных пегматоидов и псевдотахилит-	
тов	99
1. Атакситовые пегматоиды	—
2. Равномернозернистые пегматоиды	113
3. Псевдотахилиты	130
Г л а в а V. Главные породообразующие минералы	132
1. Оливины	—
2. Пироксены	137
3. Плагноклазы	142
4. Минералы группы шпинели	144
Г л а в а VI. Петрохимические особенности пород	148
Г л а в а VII. Механизм формирования интрузии	174
1. «Проблема пространства» и форма интрузии	—
2. Возникновение «раслоенной серии»	185
3. Генезис основных пегматоидов и псевдотахилитов	190
Г л а в а VIII. Нижнеталнахская дифференцированная интрузия	194

Часть III

Основные особенности метаморфических образований, связанных с Талнахской интрузией

Г л а в а IX. Геологическое положение измененных пород	220
Г л а в а X. Краткая петрографическая характеристика контакто-	
вых роговиков и метасоматитов	227
1. Контактные роговики	—
2. Суцественно полевошпатовые породы	232
3. Полевошпатсодержащие метасоматиты	236
4. Бесполевошпатовые метасоматиты	239
Г л а в а XI. Главные минералы метасоматитов	252
Г л а в а XII. Особенности вещественного состава метасоматитов	278
1. Минералого-петрографические особенности	—

2. Петрохимические особенности метасоматитов	285
Г л а в а XIII. Генезис метасоматических образований Талнаха	294
1. Особенности парагенезисов метасоматических минералов	—
2. Общие вопросы генезиса метаморфических и метасоматических образований	311

Часть IV

Проблемы возникновения рудоносных трапповых интрузий

Г л а в а XIV. О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых руд в свете новых данных	317
Г л а в а XV. О результатах изотопных исследований пород и руд Талнахской и других дифференцированных интрузий Норильского района	324
1. Калий-аргоновый возраст	325
2. Изотопный состав серы сульфидных руд	331
Г л а в а XVI. Опыт применения дискретной математической обработки информации по дифференцированным трапповым интрузиям севера Сибирской платформы	336
Г л а в а XVII. Трапповый магматизм и условия формирования рудоносных дифференцированных интрузий на Сибирской платформе	357
Выводы	366
Литература	371
Приложение (таблицы фотографий шлифов и образцов)	385

CONTENTS

Preface	5
Introduction	7
Part I	
<i>General characteristics of geological structure of the area of Talnakhsкая intrusion</i>	
Chapter I. Geological structure	10
1. Main features in stratigraphy and magmatism	—
2. Peculiarities in tectonics of the area	20
Part II	
<i>Petrology of Talnakhsкая intrusion</i>	
Chapter II. Morphology and inner structure	23
1. Morphology of the intrusion	—
2. Inner structure of intrusion	26
Chapter III. Petrography of Magmatic rocks of the main lami- nated series	32
1. Contact gabbro-dolerites	33
2. Picritic gabbro-dolerites	46
3. Olivine gabbro-dolerites	60
4. Olivine-bearing and olivine-free gabbro-dolerites	80
5. «Gabbro-diorites» and hybrid-metasomatic rocks	87
Chapter IV. Petrography of basic pegmatites and pseudotakhilites	99
1. Ataksitic pegmatoids	—
2. Equifinegrained pegmatoids	113
3. Pseudotakhilites	130
Chapter V. Main rock-forming minerals	132
1. Olivines	—
2. Pyroxenes	137
3. Plagioclases	142
Chapter VI. Petrochemical peculiarities in the rocks	148
Chapter VII. Mechanism of formation of intrusion	174
1. «Problem of space» and shape of intrusion	—
2. Appearance of «laminated series»	185
3. Genesis of the main pegmatoids and pseudotakhilites	190
Chapter VIII. Lower Talnakhsкая differentiated intrusion	194
Part III	
<i>Main peculiarities in metamorphic genesis related with Talnakhsкая intrusion</i>	
Chapter IX. Geological position of altered rocks	220
Chapter X. Brief petrographic characteristic of contact hornfelses and metasomatites	227
1. Contact hornfelses	—
2. Essentially felspathic metasomatites	232
3. Felspathic metasomatites	236
4. Metasomatites free of gelspar	239
Chapter XI. Main metasomatic minerals	252
Chapter XII. Peculiarities in the matter composition of meta- somatites	278
1. Mineral-petrographic peculiarities	—

2. Petrochemical peculiarities of metasomatites	285
Chapter XIII. Genesis of metasomatic rocks of Talnakh	294
1. Peculiarities in parageneses of metasomatic minerals	—
2. General problems of genesis of metamorphic and metasomatic rock genesis	311

Part IV

Problems of genesis of ore-bearing trapp intrusions

Chapter XIV. On genesis of the so-called «liquational» copper-nickel sulphidic ores in the light of some recent data	317
Chapter XV. On the results of isotopic studies of rocks and ores of Talnakhskaya and some other differentiated intrusions in Norilsk District	324
1. K-Ar age	325
2. Isotopic composition of the sulphur from sulphidic ore deposits	331
Chapter XVI. Experience in application of discrete mathematic treatment of information on differentiated trapp intrusions of the North of Siberian Platform	336
Chapter XVII. Trapp magmatism and conditions of formation of the ore-bearing differentiated intrusions of Siberian Platform	357
Conclusions	366
References	371
Supplements (Plates of photographs, sections and specimens)	371

*Валерий Васильевич Золотухин, Виктор Владимирович Рябов,
Юрий Романович Васильев, Владимир Афанасьевич Шапков*

**Петрология Талнахской рудоносной
дифференцированной трапповой интрузии**

Ответственный редактор
Владимир Степанович Соболев

Редактор *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *К. И. Сергеева, Н. Г. Примогенова*



Сдано в набор 26 декабря 1973 г. Подписано в печать 31 июля 1975 г. МН 02231. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 24 печ. л., + 3,25 на мел. бум. = 38,1 усл.-печ. л., + 2 вкл., 37,3 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 261. Цена 3 р. 86 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.