

Г. Б. ФЕРШТАДЕР

МАГНИТОГОРСКАЯ  
ГАББРО-ГРАНИТНАЯ  
ИНТРУЗИЯ

СВЕРДЛОВСК

1966

УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
УРАЛЬСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
УПРАВЛЕНИЕ

552, 3 + 553.

Г. Б. ФЕРШТАДЕР

МАГНИТОГОРСКАЯ  
ГАББРО-ГРАНИТНАЯ  
ИНТРУЗИЯ

381

СВЕРДЛОВСК

1966

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
<b>Введение . . . . .</b>	<b>3</b>
<b>Часть I</b>	
<b>Геологическое строение Магнитогорского рудного поля</b>	
<i>Глава первая. Краткая характеристика вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих интрузивные массивы</i>	7
<i>Глава вторая. Краткая характеристика тектоники рудного поля</i>	21
<b>Часть II</b>	
<b>Интрузивные комплексы Магнитогорского рудного поля</b>	
<i>Глава I. Общая характеристика интрузивных массивов</i>	24
Форма массивов, их взаимоотношения с вмещающими породами	25
Возраст	—
Общая петрографическая характеристика пород	30
Внутреннее строение массивов и геологические условия их образования	32
Жильные породы, генетически связанные с главным интрузивным комплексом	37
<i>Глава вторая. Главные пордообразующие минералы и химический состав пород</i>	48
Первая интрузивная фаза	52
Минералы	—
Химический состав	55
Вторая интрузивная фаза	58
Минералы	—
Химический состав	85
<i>Глава третья. Последовательность и условия кристаллизации гранитов</i>	91
<i>Глава четвертая. Взаимодействие гранитной магмы с вмещающими породами. Генезис и особенности состава пород гранодиоритового ряда</i>	98
<i>Глава пятая. Позднеинтрузивный жильный комплекс</i>	113
Краткая петрографическая характеристика	115
<i>Глава шестая. О комагматичности интрузивных пород и эффузивов</i>	119
<i>Глава седьмая. Экзоконтактовый ореол массивов</i>	123
<i>Глава восьмая. Гранитоиды и контактово-метасоматическое оруденение</i>	135
Заключение	137
Литература . . . . .	141

Печатается по постановлению  
редакционно-издательского совета  
Уральского филиала АН СССР

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР Д. С. ШТЕЙНБЕРГ



## ВВЕДЕНИЕ

Габбро-гранитная интрузия, описанию которой посвящена данная работа, располагается в районе г. Магнитогорска и включает три массива: собственно Магнитогорский (массив горы Магнитной), Куйбасовский и Московский (рис. 1). Они входят в так называемое Магнитогорское рудное поле, в котором известен ряд kontaktово-метасоматических железорудных месторождений и рудо-проявлений, связанных с массивами: Магнитогорским, Малым Куйбасом, Дмитровским, Березки, Май-Лисайским. Материал, изложенный в этой работе, получен при детальной геологической съемке рудного поля, проведенной в 1955—1960 гг., а также при поисковых работах последних лет (1961—1964 гг.).

Геологическое изучение рудного поля было начато еще в середине прошлого века и до текущего столетия сводилось, по существу, к кратковременному посещению горы Магнитной отдельными геологами (Заварицкий, 1922—1927). Первое обстоятельное исследование горы Магнитной и ее окрестностей провел И. А. Морозевич (1901). В его работе даются петрографическая и химическая характеристики пород (правда, ряд породообразующих минералов определен неправильно), описывается их площадное развитие и взаимоотношения. На основании находок похожих на граниты обломков в порфирах Богатых гор и Узун-Зяла автор делает неверный вывод о более древнем возрасте гранитов по сравнению с порфирами. Детальный критический анализ работы И. А. Морозевича сделал А. Н. Завариц-

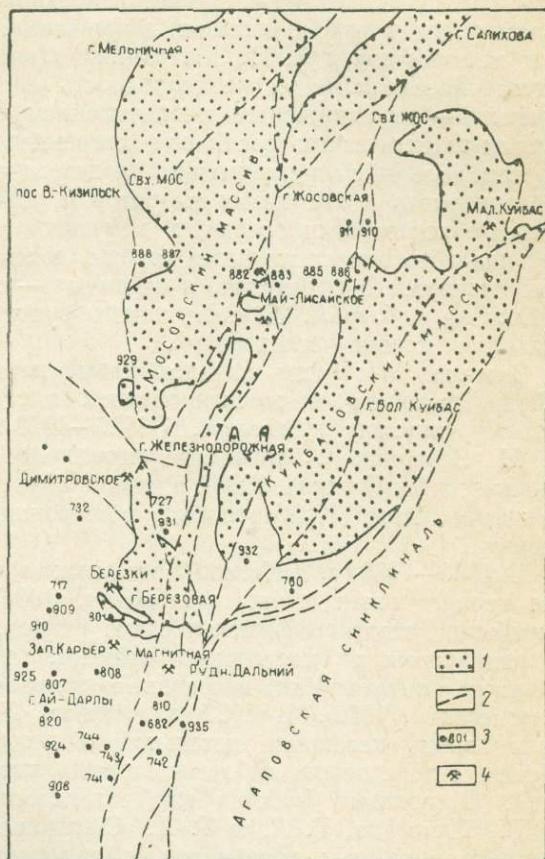


Рис. 1. Обзорная карта Магнитогорского рудного поля:  
1 — гранитоидные массивы; 2 — тектонические нарушения;  
3 — скважины; 4 — kontaktово-метасоматические месторождения и рудо-проявления.

кий (1927). В 1909—1914 гг. северная часть Магнитогорского рудного поля была перекрыта геологической съемкой Н. К. Высоцкого, сводный отчет по которой с приложением шести листов геологических карт был составлен в 1932 г. и остался неопубликованным.

В 1911—1913 гг. месторождение горы Магнитной по заданию Геологического комитета детально изучал А. Н. Заварицкий. Параллельно была проведена геологическая съемка площади к югу от границ съемки Н. К. Высоцкого и составлена карта. Результаты исследований опубликованы в 1922—1927 гг<sup>1</sup>. Монография А. Н. Заварицкого — до сих пор наиболее полное опубликованное исследование Магнитогорского месторождения и его окрестностей, в том числе и интрузивных пород района. Последние представляют объект наших исследований, поэтому на работе А. Н. Заварицкого следует остановиться подробнее. В пределах доступного в то время фактического материала он сделал детальное петрографическое описание пород с изучением на столике Федорова оптических свойств пордообразующих минералов, дал классификацию основных групп интрузивных пород и описал их взаимоотношения, определил нижнюю возрастную границу гранитоидов, высказал предположение об их комагматичности с развитыми в районе кислыми эфузивами. Разнообразие состава слагающих массивы пород А. Н. Заварицкий объяснял контаминацией гранитной магмы известняками, а неоднородность в составе диоритов такситовых участков — неравномерным пропитыванием полузатвердевших масс остаточным эвтектическим расплавом кварц-щелочно-полевошпатового состава. Проведенные нами исследования подтвердили ассимиляционную природу гранодиоритов и кварцевых диоритов и установили их образование в результате переработки основных эфузивов и габброидов. А. Н. Заварицкий подробно описал жильные породы, доказал генетическую связь их кислых разностей с гранитами, а основных — с диоритами. Более подробные ссылки на работу А. Н. Заварицкого будут даны по ходу изложения результатов наших исследований.

С конца 20-х годов начался новый период в геологическом изучении района, связанный с проектированием и строительством Магнитогорского металлургического комбината. В 1926—1928 гг. под научным руководством А. Н. Заварицкого проводят разведочные работы на горе Магнитной (Заварицкий и Гуткина, 1930), в начале 30-х годов началась разведка месторождений Малый Куйбас и ряда месторождений нерудных полезных ископаемых.

В 1926—1930 гг. в Кизило-Уртазымском районе проводилась региональная геологическая съемка (Либрович, 1936), в результате которой была выработана стратиграфическая схема района, без существенных изменений сохранившаяся до настоящего времени, и выполнены первые петрографические описания ряда массивов Магнитогорского интрузивного комплекса (Сергневский, 1936). В 1937 г. площадь Магнитогорского рудного поля была вновь перекрыта детальной геологической съемкой, проведенной в связи с поисковыми работами на медь, которыми руководил Н. А. Спасский. В полевых работах по геологической съемке принимали участие О. В. Лахтионов, Г. А. и Т. А. Смирновы. Последние проводили камеральную обработку материалов и написали отчет, в котором впервые дали стратиграфическое расчленение эфузивно-осадочных толщ в западной части Магнитогорского рудного поля. Они, в частности, выделили толщу полигеновых конгломератов и перекрывающую ее толщу лав андезито-базальтового состава, которые отвечают выделенным позднее В. В. Потапьевым верхней вулканогенно-осадочной и андезито-базальтовой толщам. В это же время в районе горы Магнитной проводятся тематические работы

<sup>1</sup> В дальнейшем, при ссылках на работу А. Н. Заварицкого, указывается только 1927 г.

по литологии вулканических (Успенский, 1937), осадочных (Богданова, 1940) и метаморфических (Каминская, 1948) пород.

Магматизм южной части Магнитогорского синклиниория был изучен Н. В. Струве (1959). Не останавливаясь на схеме развития нижнекаменноугольного вулканизма, разработанной Н. В. Струве, отметим, что ею была выделена габбро-диабазовая фаза, которая отвечает первым этапам интрузивной деятельности и соответствует первой интрузивной фазе, выделяемой нами в формировании собственно магнитогорских массивов. Наиболее поздние интрузивные породы, по Н. В. Струве, представлены щелочными гранитами (Чекинский массив), часть из которых имеет метасоматическое происхождение, а часть образовалась непосредственно из остаточного щелочного расплава. Щелочные граниты и граносиениты типа чекинских (т. е. содержащие эгирин и арфведсонит) в составе магнитогорских массивов не отмечаются, а процессы калиевого автометасоматоза проявлены очень слабо, что является характерной особенностью собственно магнитогорских гранитоидов и отличает их от гранитоидов южной группы массивов магнитогорского интрузивного комплекса.

В 1955 г. для оценки перспектив Магнитогорского рудного поля была создана Межведомственная экспертная комиссия, которая отметила слабую геологическую изученность рудного поля и необходимость резкого усиления геолого-поисковых работ. С учетом рекомендаций комиссии в 1955 г. были начаты геологические съемки рудного поля. В 1956 г. выполнена геологическая съемка под руководством В. В. Потапьева, в результате которой выработана детальная схема стратиграфии рудного поля, выявлены основные особенности его геологического строения, определена геологическая позиция Магнитогорского месторождения, дана перспективная оценка района и кратко описано внутреннее строение интрузивных массивов. Ряд выводов В. В. Потапьева по гранитоидным массивам дальнейшими, более детальными работами, не подтвердился, в частности, выводы о более позднем, чем граниты, образовании диоритов и гранодиоритов и о конкордантном залегании массивов.

В 1960 г. была закончена детальная геологическая съемка рудного поля, проведенная коллективом геологов Магнитогорской геологоразведочной партии, в составе которого был и автор. До 1957 г. научное руководство работами осуществлял Д. С. Штейнберг. Съемка сопровождалась буровыми и горными работами большого объема и позволила наиболее полно решить основные вопросы геологии рудного поля и определить направление поисковых работ на железные руды. Материалы съемки легли в основу данной работы.

После получения первых результатов поисковых и съемочных работ появился ряд статей, обсуждающих вопросы перспектив рудного поля (Плюснин, 1958; Потапьев, 1958; Карасик, 1959). К этому же времени относятся работы Е. И. Каминской (Каминская-Дульская, 1956; Каминская, 1960), посвященные щелочному метасоматозу на месторождении Малый Куйбас.

Кроме того, некоторые материалы о гранитоидных массивах рудного поля появились в литературе в связи с обсуждением магматических комплексов Урала. На основании данных А. Н. Заварицкого и Е. И. Каминской по магнитогорской группе массивов была выявлена совокупность признаков, по которым на Южном Урале выделен так называемый магнитогорский интрузивный комплекс. Представление о нем сложилось в литературе по работам В. М. Сергиевского (1948, 1960), Н. В. Струве (1959), М. А. Карасика (1959), Д. С. Штейнберга (1955, 1961, 1963а), И. В. Ленных (1961), К. М. Сиротина и А. М. Карпова (1961) и др.

Настоящая книга представляет собой первое после выхода в свет монографии А. Н. Заварицкого систематическое описание магнитогорской груп-

пы массивов. В ней учтен большой фактический материал съемочных и поисковых работ последних лет, позволяющий решить ряд вопросов, связанных с условиями формирования массивов. Чтобы избежать повторений, основное внимание уделяется тем вопросам, которые в монографии А. Н. Заварицкого и в ряде других предыдущих работ не нашли должного отражения.

Изучение массивов было выполнено в два перекрывающих друг друга этапа. Первый включал детальную геологическую съемку и поисковые работы, в результате которых были установлены основные особенности геологического положения массивов, их внутреннего строения и получен массивный фактический материал по вещественному составу интрузивных пород. Во второй этап на основании этого материала были выделены участки и наиболее характерные образцы, которые подверглись углубленному изучению с целью характеристики основных процессов, сопровождавших становление интрузии, вещественного состава интрузивных пород и физико-химической обстановки их образования. Были изучены оптические свойства и химический состав главных породообразующих минералов. При этом основное внимание уделяли исследованию максимально возможного числа минералов из одного и того же образца, в котором, как правило, определяли общий химический состав.

Автором были выделены мономинеральные фракции. Частные химические анализы роговых обманок сделаны в Институте геологии УФАН СССР (аналитик Р. Т. Филимонова), плагиоклазов и титаномагнетитов — в Центральной лаборатории Геохимического треста (аналитик П. И. Ферштатер). Полные химические анализы пород и минералов выполнены в химических лабораториях Уральского геологического управления. Количественно-минералогические подсчеты в шлифах выполнены автором и частично в петрографических кабинетах Уральского геологического управления и Челябинского геологоразведочного треста. Автором подсчитаны соотношения калиевой и натриевой фаз в перитах, а также кварца и щелочного полевого шпата в микропегматите, изучены оптические свойства минералов. Измерение показателей преломления проводили в иммерсионных жидкостях методом фокального экранирования. Остальные константы определяли на федоровском столике по обычной методике. Углы  $2V$  приведены только по двум выходам оптических осей.

Для всех образцов, имеющих химическую характеристику, принятая единая порядковая нумерация (в том числе и для образцов, химические анализы которых приводятся по литературным данным). В отдельных случаях сохранено обозначение образцов по их привязке к топографической сети, которая использовалась для маршрутов при геологической съемке.

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю работы Д. С. Штейнбергу, работникам Уральского геологического управления М. М. Щербаке, В. К. Головченко, А. Д. Штейнбергу, К. П. Плюснину и сотрудникам Института геологии УФАН СССР Д. И. Булатову, А. В. Говоровой и Л. В. Малаховой за помощь и поддержку в работе.

## ЧАСТЬ I

# Геологическое строение Магнитогорского рудного поля

### Глава первая

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ, ВМЕЩАЮЩИХ ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ

Рассматриваемые интрузивные массы залегают среди вулканических и осадочных пород, принадлежащих колтубанской ( $D_3fr$ ), березовской ( $C_1t_2-v_1$ ) и кизильской ( $C_1v_2-n$ ) свитам (Либрович, 1936) верхнего девона и нижнего карбона. В результате детальной геологической съемки на площади Магнитогорского рудного поля были установлены некоторые отклонения от региональной стратиграфической схемы. В частности, по изменению состава вулканических пород, образование которых связано с естественными вулканическими этапами, граница между березовской и кизильской свитами проводится не в основании среднего визе, а внутри его. Кроме того, в объеме кизильской свиты, выделенной Л. С. Либровичем, преобладали известняки, в то время как в Магнитогорском рудном поле нижняя половина разреза свиты сложена эффузивными породами средне-верхневизейского вулканического этапа. Поэтому выделяемые нами толщи и этапы вулканизма имеют местное значение, хотя в целом и соответствуют схеме Л. С. Либровича.

В основании разреза залегают вулканические породы основного состава, выделяемые в порfirитовую толщу (рис. 2). Их возраст определяется по залеганию между двумя фаунистически охарактеризованными горизонтами. В северо-восточной части рудного поля толща залегает на известняковых песчаниках живетского яруса, а на горе Магнитной перекрывается нижнетурнейскими (Попова, 1963) известняками. Эти данные, а также состав пород позволяют сопоставлять порfirитовую толщу с колтубанской свитой.

Толща сложена плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. В верхах ее залегает горизонт атачитов, выделенных И. А. Морозевичем (1901), а впоследствии детально описанных А. Н. Заваринским (1927, 1936) своеобразно измененных пирокластических пород. Порfirитовая толща характеризуется постепенной сменой снизу вверх основных пород более кислыми, что впервые установил В. В. Потапьев, а затем детально изучила А. В. Говорова (1963). В низах толщи залегают существенно пироксеновые базальтовые порфириты и их туфы, которые выше постепенно сменяются пироксен-плагиоклазовыми, а еще выше — плагиоклазовыми андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами.

Порфириты характеризуются отчетливой порфировой структурой. Состав плагиоклаза во вкрашенниках колеблется от № 40 до № 70. В основной массе по углу максимального симметричного погасания определяется олигоклаз-андезин № 25—45. Размер вкрашенников плагиоклаза изменя-

ется от 3—4 до 10 мм, количество их местами достигает 30%. Вкрапленники пироксена имеют меньшие размеры (до 5 мм). Оптические свойства пироксена обнаруживают значительные колебания:  $cNg=36 \div 49$ ;  $+2V= -45 \div 56^\circ$ ;  $Ng-Np=0,025 \div 0,031$ . Обычно он бесцветен либо окрашен в светло-зеленоватые тона. А. Н. Заварицкий (1927), по данным И. А. Морозевича, приводит следующий анализ пироксена из порфиритов горы Магнитной, в вес. %:

$\text{SiO}_2$	50,65	$\text{FeO}$	11,2	$\text{MgO}$	14,37
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,26	$\text{MnO}$	0,60	$\text{Na}_2\text{O}$	0,82
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,42	$\text{CaO}$	17,87	$\text{H}_2\text{O}$	0,58

Молекулярный состав  $W_{0,37} E_{n,41} F_{s,22}^1$ . По составу близок к пироксену из габбро (см. табл. 8) и отвечает авгиту (Hess, 1941).

Структура основной массы в порфиритах большей частью гиалопилитовая, реже диабазовая или интерсертальная. Химический состав порфиритов приведен в табл. 1, в которой образцы из разных мест рудного поля помещены в порядке увеличения глубины залегания в пределах толщи. Как видно из таблицы, дифференциация продуктов вулканизма идет от высокоосновных базальтов к более кислым, в которых отчетливо проявляется щелочная уклон. Порфириты низов толщи близки к оливиновым базальтам, а вверху состав их приближается к андезитам со щелочным уклоном.

Порфиритовая толща фиксирует верхнедевонский вулканический этап (А. Д. Штейнберг, 1963).

В основании разреза карбона залегают известняки так называемой осадочной (рудовмещающей) толщи, в основании которой З. Г. Попова (1963) обнаружила микрофауну нижнего турне, а в верхах — нижнего визе. А. А. Плюснина в карьере Магнитогорского месторождения в известняках нашла *Productus sublaevis* Коп. Мощность известняков колеблется от 150 до 220 м. В них залегает большинство магнетитовых месторождений (в том числе и Магнитогорское).

Выше известняков, а местами фациально замещая их, залегают пестрые по составу вулканогенно-осадочные образования, относящиеся к березовской и кизильской свитам. Нижнекаменоугольный вулканизм характеризуется двумя вулканическими этапами — верхнетурнейско-средневизейским и средне-верхневизейским. В первом отмечается последовательная смена излияний от основных до кислых пород (базальты и андезито-базальты, андезиты, андезито-трахиты, липариты), в связи с чем в этом этапе по составу характерных вулканических пород выделены следующие толщи: диабазовая (непосредственно перекрывающая и местами фациально замещающая осадочную), андезитовая и вулканогенно-осадочная, в которой преобладающими вулканическими породами являются липаритовые порфиры. Второй этап характеризуется резко дифференцированными излияниями основных и кислых эфузивов. В нем выделяются (снизу вверх) следующие толщи: андезито-базальтовая, липаритовая и базальтовая.

Верхнетурнейско-средневизейский<sup>2</sup> вулканический этап начинается с излияний основных эфузивов, входящих в состав осадочной и диабазовой толщ. В составе последней преобладают диабазы, диабазовые порфириты и их туфы. В северной и южной части рудного поля широко развиты осадочные породы — песчаники и алевролиты с прослоями углистых и об-

<sup>1</sup> Подсчитано автором.

<sup>2</sup> На основании фациального замещения основными эфузивами известняков осадочной толщи можно предполагать, что этап начинается в нижнем турне. Однако по аналогии с остальными районами Урала (Соболев, 1961) начало этапа мы условно относим к верхнему турне.

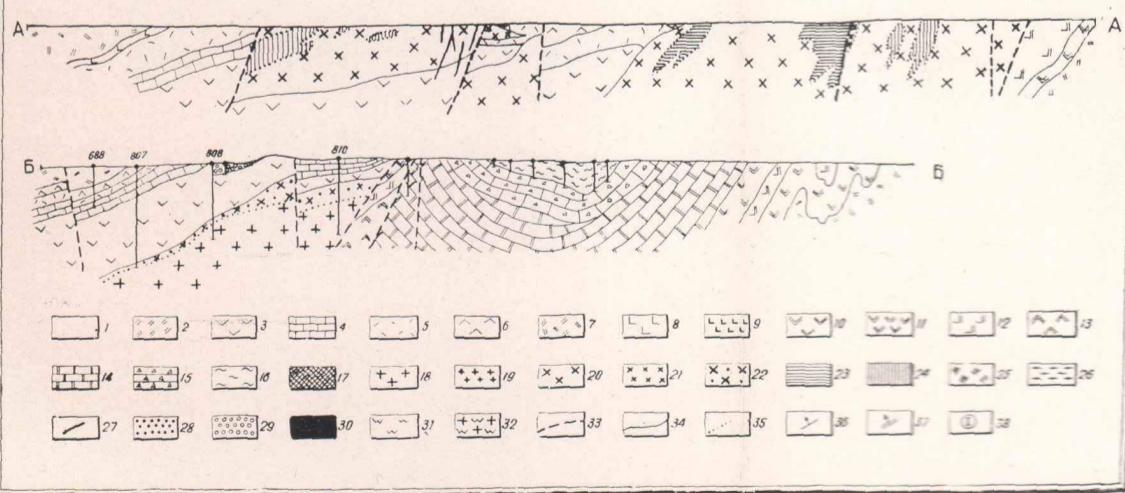
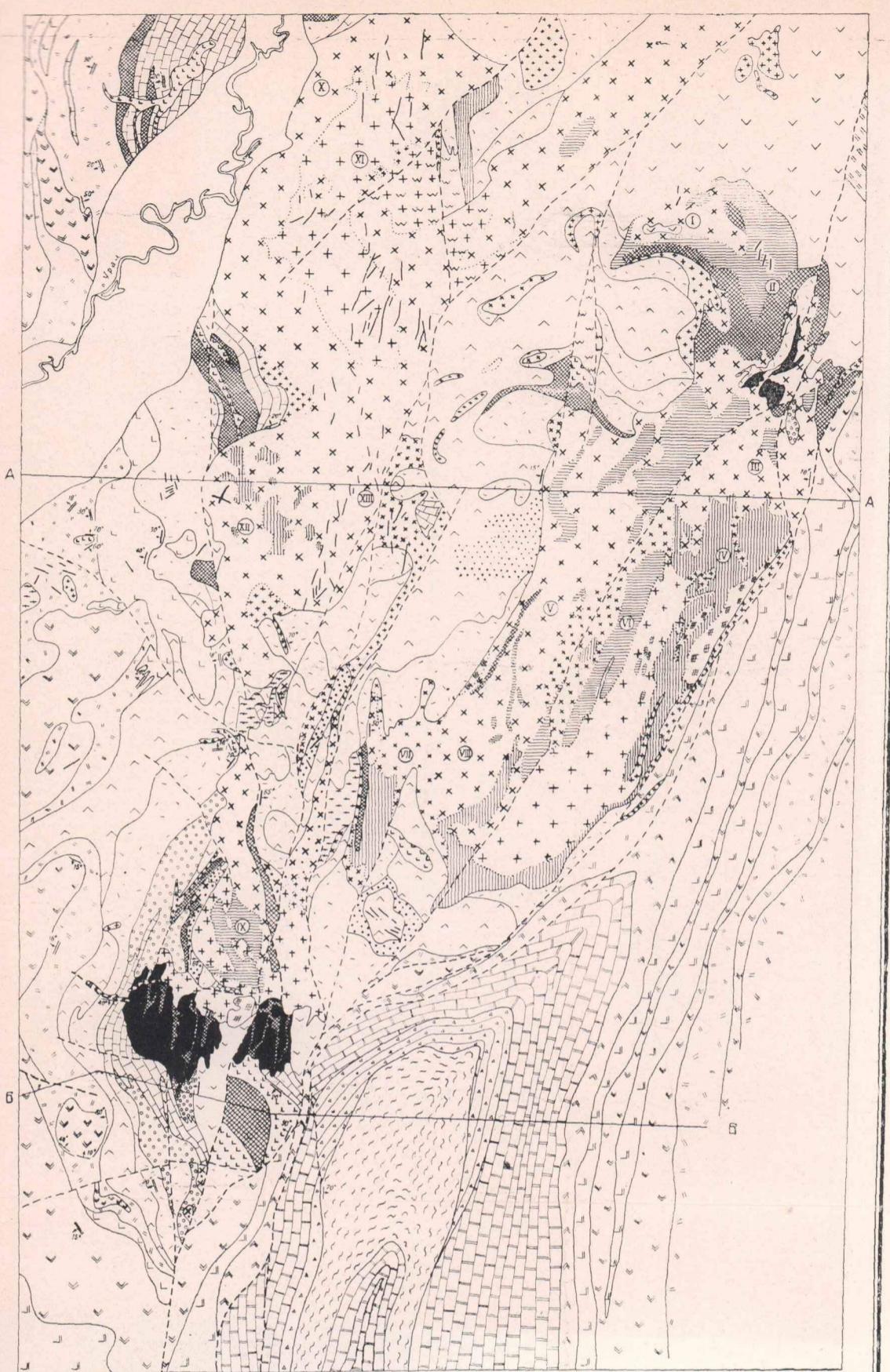


Рис. 2. Геологическая карта Магнитогорского рудного поля.

1 — четвертичные отложения; 2 — кремнистые сланцы и яшмы (средний девон); 3 — порфиритовая толща (верхний девон); верхнетурнейско-средневизейский этап, толщи: 4 — осадочная, 5 — диабазовая, 6 — андезитовая; вулканическо-осадочная: 7 — преимущественно осадочные породы; 8 — липаритовые порфириты; 9 — жильная фация липаритовых порфиров; средне-верхневизейский вулканический этап: 10 — андезито-базальтовая толща, 11 — жильные диабазы, генетически связанные с андезито-базальтовой толщей, 12 — липаритовая толща, 13 — базальтовая толща; 14 — известняки (верхнее визе-намюр); 15 — обломочные известняки и конгломераты (московский ярус); 16 — алевролиты, аргиллиты и мергели (нижняя пермь); 17 — габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты; вторая интрузивная фаза: 18 — граниты мелко- и среднезернистые, 19 — их тонкозернистые фации и гранит-порфиры, 20 — граносениты и граниты, 21 — их тонкозернистые фации, 22 — альбитовые плагиограниты, 23 — гранодиориты и кварцевые диориты, 24 — граниты, трещиномелиты, гранодиориты, кварцевые диориты («гранито-диориты»), 25 — эруптивные брекчи габбро и габбро-диабазов; позднепалеогеновый жильный комплекс: 26 — интрузивные залежи граносенит- и гранодиорит-порфиров, 27 — взаимноштатевые дайки граносенит- и гранодиорит-порфиров, кварцевых диабазов и лампрофиров; 28 — метасоматические роговики; 29 — складки; 30 — магнетитовые руды; 31 — вторичные кварциты; 32 — окварцованные граниты; 33 — тектонические нарушения, контакты; 34 — резкие; 35 — характеризующиеся постепенными переходами; элементы залегания: 36 — контактов, 37 — слоистости; 38 — центры участков замеров трещин отдельности (номера соответствуют диаграммам на рис. 16 и 22).

Таблица 1

## Химический состав пород верхнедевонского вулканического этапа, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
1 М	55,34	—	17,14	6,28	3,26	0,52	3,09	7,07	3,45	3,17	—	0,92	100,24
732/39	53,3	0,82	16,6	4,55	5,05	0,11	4,7	5,5	2,4	1,5	—	4,2	98,73
838/424	50,7	0,78	16,24	3,35	7,07	0,11	5,47	7,3	4,31	1,79	0,28	2,2	99,6
198/292	48,8	0,68	18,4	9,0	2,0	0,07	6,8	11,6	2,12	0,20	0,03	0,5	100,20
199/300	48,7	0,68	17,0	8,56	3,1	0,08	7,3	11,5	1,62	0,21	0,03	0,93	99,71
807/1100	49,14	0,69	14,85	4,47	5,17	0,19	9,72	8,75	3,46	0,50	—	2,86	99,80

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	b	c	s	f'	m'	c'	a'	n	Q	α
1 М	12,5	18,5	4,9	64,1	49,5	29,0	21,5	—	62,2	-1,7	28,1
732/39	7,6	18,1	6,7	67,6	48,2	44,2	—	7,6	70,9	+13,3	53,0
838/424	12,3	23,3	5,0	59,4	42,0	40,3	17,7	—	78,5	-10,8	29,0
198/292	5,1	26,4	10,2	58,3	37,8	45,3	16,9	—	95,5	-3,8	66,8
199/300	3,7	26,8	9,3	60,2	38,0	45,5	16,5	—	93,0	+3,7	71,5
807/1100	8,3	30,0	5,7	56,0	29,5	54,3	16,2	—	91,8	-10,3	40,0

1 М — анализ из работы И. А. Морозевича (1901), — порфирит с горы Атач, образец взят из верхов толщи; 732/39 — существенно плагиоклазовый перфирит с редкими вкрапленниками уралитизированного пироксена (в 18 м от верхнего контакта толщи), скв. 732, гл. 410,5 м; 838/424 — пироксен-плагиоклазовый перфирит с преобладающими вкрапленниками плагиоклаза, структура основной массы гиалопилитовая (в 36 м от верхнего контакта толщи), скв. 838, гл. 424 м; 198/292 — пироксен-плагиоклазовый перфирит из средней части толщи, гора Салихова, сбн. 198/292; 199/300 — пироксен-плагиоклазовый перфирит из средней части толщи, гора Салихова, сбн. 199/300; 807/1100 — существенно пироксеновый перфирит из основания толщи, скв. 807, гл. 1100 м (данные А. В. Говоровой).

ломочных известняков. По положению толщи между двумя фаунистически охарактеризованными толщами и по ее микрофауне (определения З. Г. Поповой и Т. Н. Прониной) возраст ее определяется как нижневизейский. Мощность толщи колеблется в широких пределах (50—400 м) и достигает максимума в местах наибольшего развития вулканических фаций. Судя по резкому фациальному выклиниванию эфузивов, излияния основных лав имели центральный характер. Обычно они сопровождаются грубобломочными вулканическими брекчиями, что свидетельствует о близости центров извержений. Характерная особенность толщи — широкое развитие в ней даек и силлов габбро-диабазов.

Преобладающие в составе толщи диабазы и диабазовые порфиры представляют собой темные тонкозернистые породы. В диабазовых порфирах отмечаются вкрапленники андезина или лабрадора (№ 40—60), составляющие до 25% объема породы. Темноцветные минералы во вкрапленниках отмечаются редко, что является характерной особенностью пород толщи. Структура пород в большинстве случаев диабазовая, иногда переходящая в пилотакситовую. Состав плагиоклаза в основной массе отвечает кислому андезину. Промежутки между плагиоклазом выполняет обычно хлорит либо агрегат хлорита, амфибала, эпидота, магнетита, лейкоксена. В редких случаях в основной массе определяется пироксен:  $c_{\text{Ng}} = 43 \div 46^\circ$ ,  $+2V = 52^\circ$ ,  $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,024 \div 0,026$ . Химический состав диабазов приведен в табл. 2. Характерная особенность химизма пород — заметный щелочной уклон и сравнительно невысокая основность.

В отличие от лежащих ниже пород порfirитовой толщи основные эфузивы диабазовой толщи сильно метаморфизованы: альбитизированы, эпидотизированы, карбонатизированы. Именно диабазы наиболее сильно ороговикованы и скарнированы по сравнению с остальными эфузивными породами рудного поля.

Основные породы, слагающие диабазовую толщу, на большей части рудного поля вверх по разрезу сменяются средними по составу эфузивами, выделяемыми в андезитовую толщу. Наиболее развиты в ней андезито-трахитовые порфиры, реже встречаются трахитовые порфиры и андезитовые порфиры. Вулканогенно-осадочные породы в составе толщи редки. В известковых туффитах андезитовой толщи А. А. Плюсниной при консультации А. П. Ротая определена фауна среднего визе.

Породы андезитовой толщи наиболее развиты на площади между Московским и Куйбасовским массивами, где они представлены исключительно вулканическими фациями: андезито-трахитовыми порфирами, туфами и вулканическими брекчиями. В южной части рудного поля, на восточном склоне горы Ай-Дарлы, в составе толщи выделяется горизонт так называемых «апотуфов» (Заварицкий, 1927), во многом аналогичных атачитам. Мощность андезитовой толщи колеблется от 0 до 400 м.

Преобладающие в составе толщи андезито-трахитовые порфиры внешне довольно разнообразны. Наиболее распространены эвпорфировые рогово-обманково-плагиоклазовые разности с фельзитовой, таблитчато-зернистой или трахитовой структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза размерами 2—5 мм представлены кислым андезином № 33—40. В большинстве случаев плагиоклаз альбитизирован. Вокруг плагиоклаза часто отмечаются каймы калиевого полевого шпата, подобные таковым в гранитах. Роговая обманка большей частью замещена хлоритом и окружена каймами магнетита. Изредка встречаются вкрапленники биотита, а в северной части рудного поля — кварца.

Основная масса пород состоит из мелких (0,01—0,1 мм) лист альбитизированного и серицитизированного плагиоклаза, изометричных мельчайших зерен бурого щелочного полевого шпата (вероятно, калиевого), хлорита, магнетита. Характерно постоянное и высокое содержание апатита.

Таблица 2

## Химический состав пород верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
163	49,5	0,35	19,4	4,16	3,53	0,10	6,15	7,80	4,10	1,70	—	2,7	99,5
743/2	47,1	1,94	16,9	10,0	5,65	0,24	5,33	6,93	4,00	0,80	—	1,27	100,16
831/1	47,5	1,02	19,0	1,43	3,15	0,14	5,56	14,56	2,82	1,64	0,16	3,60	100,38
731/3	49,3	0,96	20,0	2,07	5,52	0,30	2,60	7,00	4,86	1,96	0,18	4,20	98,95
15	62,1	0,71	18,9	3,23	1,6	0,12	1,12	2,6	4,08	4,33	0,10	1,4	100,3
884/1	55,2	1,9	17,6	2,59	3,05	0,10	4,27	2,8	5,6	1,2	0,06	5,1	100,06
884/3	63,5	1,45	15,8	2,22	3,00	0,14	2,77	1,22	5,20	1,60	0,057	1,66	98,62
555	61,88	1,01	16,34	4,28	2,21	0,25	0,73	4,00	4,92	1,95	0,35	1,40	99,32
20	61,2	0,96	19,00	2,06	3,1	0,12	2,1	3,3	4,21	2,23	0,12	1,7	100,1
260—60/54	70,1	0,18	17,8	0,64	0,5	0,13	0,3	1,5	5,08	2,28	0,024	1,7	100,27
90	70,3	0,24	15,3	1,56	0,34	0,10	0,18	3,15	3,6	2,4	0,009	3,5	100,7

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	b	c	s	f'	m'	c'	a'	n	Q	α
163	11,84	20,54	7,80	59,82	35,8	53,3	10,9	—	80,5	-11,8	39,7
743/2	10,4	26,00	6,5	57,1	56,0	35,6	8,4	—	82,8	-13,1	38,4

Таблица 2 (окончание)

№ образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	<i>α</i>
831/1	9,1	24,4	8,8	57,7	18,9	40,7	40,4	—	72,1	-11,6	49,1
731/3	14,9	15,0	7,3	62,8	53,3	32,6	14,1	—	79,1	-11,5	32,9
15	4,4	15,4	3,0	67,2	26,0	11,4	—	62,6	59,2	2,6	17,2
884/1	14,4	16,2	3,5	65,9	36,2	46,3	—	17,5	87,3	-0,5	19,5
884/3	13,4	13,5	1,9	71,2	34,8	32,8	—	32,4	83,1	13,7	12,4
555	14,1	8,2	4,2	73,5	76,1	14,5	9,4	—	79,5	14,6	23,0
20	12,1	14,9	3,8	69,2	31,8	24,0	—	44,2	74,7	10,1	23,1
260—60/54	14,0	7,0	1,8	77,2	15,0	6,5	—	78,5	77,3	24,6	8,5
90	11,3	4,0	3,7	81,0	47,0	9,8	—	43,2	63,4	35,7	24,6

Осадочная и диабазовая толщи: 163 — диабазовый порфирит с частично серicitизированным и карбонатизированным плагиоклазом, образует прослои среди песчаников, северо-западная часть рудного поля, правый берег р. Урала, к югу от «мельницы Васильева»; 743/2 — диабаз со структурой, промежуточной между диабазовой и пилотакситовой, состоит из серicitизированного плагиоклаза, хлорита и магнетита, скв. 743, гл. 46,5 м; 831/1 — диабазовый порфирит с крупными (4—8 мм) вкрапленниками плагиоклаза, структура диабазовая, состоит из плагиоклаза и хлорита, переслаивается с ороговикованными полосчатыми туффитами, Димитровское месторождение, скв. 831, гл. 30 м; 731/3 — диабазовый порфирит с крупными вкрапленниками серicitизированного плагиоклаза, слабо эпидотизированный, Димитровское месторождение, скв. 731, гл. 52 м.

Анделитовая толща: 15 — анделито-травитовый порфир с многочисленными мелкими (0,3—1 мм) вкрапленниками плагиоклаза, структура основной массы фельзитовая, местами тонкая травитовая, гора Жоссовская; 884/1 — роговобismanково-плагиоклазовый трахианделитовый порфирит, скв. 884, гл. 136 м; 884/3 — кварцевый роговобismanково-плагиоклазовый анделито-травитовый порфир, скв. 884, гл. 188 м; 555 — плагиоклазовый порфир к югу от горы Ай-Дарлы (Заварицкий, 1927); 20 — плагиоклазовый анделито-травитовый порфир трахитовой структуры, там же, где предыдущий образец.

Вулканогенно-осадочная толща: 260—60/54 — липаритовый порфир, слабо карбнатизированный, сбн. 260—60/54 к западу от Молосского массива; 90 — липаритовый порфир, серicitизированный и карбонатизированный, в 2 км южнее предыдущего образца,

В андезитовых порфириях иногда отмечается пироксен, обычно амфиболизированный:  $cNg=45^\circ$ ,  $+2V=54^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,027$ . Андезитовые порфиры распространены меньше, чем трахитовые порфиры, и отличаются от них повышенным содержанием хлорита в основной массе, которая приобретает гиалопилитовую или пилотакситовую структуру.

Породы андезитовой толщи характеризуются щелочным уклоном (см. табл. 2), и химический состав их близок к латиту или трахиандезиту.

Залегающая выше андезитовой вулканогенно-осадочная толща характеризуется преимущественным развитием осадочных и вулканогенно-осадочных пород: слоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, известняков, туфопесчаников и туфобрекчий. Эффузивные породы представлены в основном липаритовыми порфирами, их лавовыми брекчиями и туфами.

Липаритовые порфиры образуют резко выклинивающиеся куполовидные залежи, которые по простиранию замещаются крупнообломочными туфами липаритового и смешанного состава. Лежащие ниже породы пересекаются многочисленными дайками подобных порфиров, являющихся интрузивными фациями описываемых пород.

Макроскопически липаритовые порфиры представляют собой зеленовато-белые или светло-серые породы с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Изредка в породах отмечается тонкополосчатая флюидальная текстура. Характерна тонкая плитчатая отдельность, в полосчатых разностях совпадающая с полосчатостью. Большинство липаритовых порфиров в той или иной мере серицитизировано и карбонатизировано, часто отмечается вкрапленность пирита. В тех случаях, когда плагиоклаз вкрапленников не изменен, он представлен альбит-олигоклазом № 10—15. Изредка встречаются вкрапленники кварца и биотита, замещенного хлоритом и стильномеланом. Структура основной массы — микропойкилитовая и микрогранитная, реже фельзитовая или кварцево-трахитовая. Особенностью химического состава пород (см. табл. 2) является пониженная щелочность, чем они отличаются от других кислых пород рудного поля.

Излияния липаритовых порфиров завершают верхнетурнейско-средневизейский вулканический этап. Схематический разрез образований этого этапа к западу от горы Магнитной показан на рис. 3. В отличие от верхнедевонского вулканического этапа для верхнетурнейско-средневизейского характерна высокая степень дифференциации: этап начинается излияниями основных эффузивов (диабазов) и заканчивается липаритовыми порфирами.

Средне-верхневизейский вулканический этап начинается с излияний основных и средних эффузивов, которые В. В. Потапьев выделяет в андезито-базальтовую толщу. Эти эффузивы примечательны тем, что среди них впервые в разрезе появляются разности кайнотипного облика — так называемые палеобазальты и палеоандезиты<sup>1</sup>. Вулканическая деятельность имеет, по-видимому, центральный характер, так как для толщи отмечена быстрая смена по простиранию лав туфами. Мощность андезито-базальтовой толщи 100—400 м. По микрофауне из прослоев известняков возраст ее определяется как средневизейский.

Наиболее распространены в составе толщи андезито-базальты, местами переходящие в базальты, а также их палеотипные аналоги — диабазы и диабазовые порфиры.

Андезито-базальты и базальты отличаются только химическим составом. Они представляют собой черные или буроватые, обычно афировые породы долеритовой структуры, которая часто переходит в пилотакситовую. Иногда

<sup>1</sup> Выделены под таким названием А. Н. Заварицким (1927), а позднее описаны Г. А. и Т. А. Смирновыми.

отмечаются вкрапленники оливина размером до 1 мм, обычно замещенного иддингситом или серпентином. Чаще встречаются вкрапленники лабрадора № 60—70. Такой же состав имеет плагиоклаз и в основной массе. Для

пород характерна серийно-порфировая структура, образованная лейстами плагиоклаза размером 0,05—0,5 мм. Промежутки между ними выполнены мелкими (0,02—0,1 мм) изометрическими зернами светло-зеленого пироксена:  $cNg=44 \div 46^\circ$ ,  $Ng-Np=0,026$ . Довольно часто встречаются и гиалобазальты, на 50% и более состоящие из стекловатого базиса, в который погружены лейсты лабрадора № 60—70. Стекло часто замещено золотисто-желтым хлорофентом (?).

Анdezиты и соответствующие им роговообманково - плагиоклазовые порфиры связаны с андезито-базальтами и базальтами постепенными переходами. Они характеризуются более кислым плагиоклазом (№ 45—50) и опацитизированной роговой обманкой во вкрапленниках.

Химический состав пород приведен в табл. 3. По сравнению с основными эфузивами предыдущего вулканического этапа, породы обладают несколько меньшей щелочностью (за исключением образца 23, который, судя по химическому составу, полностью альбитизирован).

Андезито-базальтовая толща перекрывается кислыми эфузивами липаритового и трахито-липаритового состава, выделяемыми в липаритовую толщу. На площади рудного поля осадочные породы в составе толщи отсутствуют, и она представлена кварцодержащими плагиоклазовыми липаритовыми и трахито-липаритовыми порфирами, лавовыми брекчиями, игнимбритами и туфами. Пирокластические породы наиболее развиты в низах и верхах толщи, а в середине ее встречаются в виде отдельных прослоев. Мощность толщи 250—400 м.

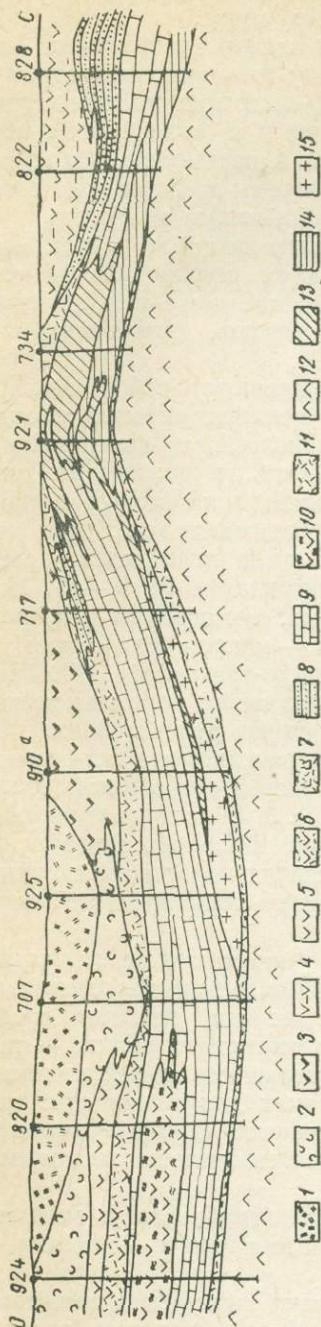


Рис. 3. Схематический разрез западного крыла антиклинали горы Магнитной.

1 — вулканические брекчи смешанного состава; 2 — вулканические брекчи среднего состава; 3 — андезитовые микропорфириты; 4 — дабазовые порфиры; 5 — микродиабазы; 6 — туфопесчаники основного состава; 7 — брекчи кислого состава; 8 — известняки; 10 — ортогранитоизвестниковые микролобзы; 11 — атациты; 12 — плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые породы; 13 — скарны по известнякам; 14 — скарны по известнякам; 15 — плагигранит-порфиры.

Внешний облик порфиров разнообразен. Цвет пород вишневый, красновато-вишневый, красный. Широко распространены флюидальные, брекчииевые и сферолитовые текстуры. В большинстве случаев присутствуют вкрапленники плагиоклаза размером до 1 мм, изредка — кварца и биотита.

Таблица 3

## Химический состав пород средне-верхневизейского вулканического этапа, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
102	50,1	2,85	16,0	6,69	3,95	0,10	6,05	8,58	2,5	0,6	0,084	1,56	99,4
1261	54,6	1,30	17,63	3,74	3,88	0,16	3,44	7,30	3,9	1,27	0,27	1,9	99,39
1460	47,94	2,36	17,11	6,72	4,06	0,12	5,93	10,04	3,9	0,35	—	2,0	100,49
23	54,41	1,70	17,91	10,02	—	0,12	2,67	5,8	3,95	0,68	—	1,4	98,66
19	70,5	0,44	15,9	0,64	2,00	0,04	0,10	0,57	6,4	2,75	0,034	0,4	99,8
660/6	72,7	1,8	12,0	2,24	0,17	0,04	0,31	0,96	4,7	3,4	—	0,6	98,9
1299	71,58	0,50	13,3	2,38	0,60	0,10	Следы	0,92	5,38	4,48	0,06	0,59	99,89
1531	71,76	0,30	12,95	2,46	1,96	—	Следы	Следы	3,46	5,49	0,08	0,90	99,36
2079	68,74	0,39	15,84	2,27	0,62	0,10	0,89	0,78	4,62	4,29	—	0,87	99,29
1935	46,84	2,72	19,15	10,58	2,15	—	2,70	8,80	4,19	0,43	—	1,99	99,55
18526	51,34	2,22	18,78	6,35	2,01	—	2,42	9,98	4,16	0,45	—	2,11	99,82

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	b	c	s	f'	m'	c'	a'	n	Q	α
102	6,6	23,6	7,9	61,9	42,1	45,2	12,7	—	87,0	2,7	54,5
1261	11,0	15,8	6,9	66,3	46,0	38,5	15,5	—	82,3	3,7	38,6

Таблица 3 (окончание)

№ образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	<i>α</i>
1460	9,4	25,5	7,1	58,0	38,6	40,3	21,1	—	94,0	-9,9	43,0
23	10,5	14,3	7,5	67,7	64,8	34,2	1,0	—	90,3	6,9	41,6
19	17,2	5,6	0,7	76,5	41,9	3,5	—	54,6	77,8	17,9	3,9
660/6	14,8	3,2	0,4	81,6	62,5	14,6	22,9	—	67,9	33,2	2,6
1299	17,0	4,0	$\bar{c}=0,7$	78,3	73,8	—	26,2	—	67,0	22,0	3,9
1531	15,2	4,9	0	79,9	81,1	0	—	18,9	49,1	29,4	0
2079	16,0	6,3	1,1	76,6	38,9	21,1	—	40,0	61,6	20,1	6,4
1935	10,8	20,2	8,5	60,4	60,0	24,6	15,4	—	93,2	-9,4	44,0
18526	10,8	17,0	8,0	64,2	45,5	25,3	29,2	—	94,6	-1,0	43,0

Анdezito-базальтовая толща: 102 — оливиновый палеобазальт, район старого вокзала в г. Магнитогорске; 1261 — палеобазальт, относящийся к лейкократовому типу, более богатому плагиоклазом, чем средний тип (Заварицкий, 1927); 1460 — палеобазальт черный с редкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, структура долеритовая, состоит из плагиоклаза № 60, оливина и пироксена, г. Магнитогорск, территория калибровочного завода (данные А. В. Говоровой); 23 — палеобазальт, к северо-западу от пос. Верхне-Кизильского (данные В. В. Потапьева).

Липаритовая толща: 19 — порфир красновато-вишневый тонкополосчатый с вкрапленниками альбита № 10; структура кварцево-трахитовая, местами микропойкилитовая, территория Магнитогорского металлургического комбината; 660/6 — порфир вишневый брекчийвидный, стекловатый, восточный склон горы Магнитной, скв. 660, гл. 215 м; 1299 — порфир с микрогранитной структурой, южная часть хр. Узун-Зяла (Заварицкий, 1927); 1531 — порфир микропойкилитовой структуры, южная оконечность Богатых гор (Заварицкий, 1927); 2079 — биотитовый порфир, гора Мохнатая (данные В. В. Потапьева).

Базальтовая толща: 1935 — базальт серийно-порфиевой структуры, состоящий из плагиоклаза, пироксена и оливина, замещенного серпентином и илдингситом, восточное крыло Агаповской синклинали, скв. 1935 (данные А. В. Говоровой); 18526 — гиалобазальт, восточный экзоконтакт Куйбасовского массива, скв. 18526, гл. 80 м (данные А. В. Говоровой).

Состав плагиоклаза во вкрапленниках колеблется от № 4 до № 10. Вкрапленники полевого шпата часто оплавлены, обычно ориентированы вдоль флюидальной полосчатости и обтекаются ею. Состав основной массы однобразен. Главные минералы — кварц и щелочной полевой шпат. Постоянно в небольших количествах присутствуют магнетит, гематит, апатит, сфен, иногда циркон. В разностях флюидальной текстуры всегда присутствует полуразложенное бурое стекло. Структуры основной массы разнообразны. Наиболее часто встречаются микрофельзитовая, микропойкилитовая, пойкило-трахитовая, сферолитовая и стекловатая. Часто эти структуры комбинируются с криптопегматитовой. Например, широко распространенная микропойкилитовая структура характеризуется крупными (0,1—1 мм) «йоикокристаллами» криптопегматита изометричной формы, включающими субпараллельно расположенные микролиты альбита размером от разрешающей способности микроскопа до 0,05 мм. Из-за тонкости криптопегматита определить полевой шпат, входящий в его состав, невозможно. Судя по химическому составу пород, он представлен калиево-натриевыми разностями.

Химические составы порфиров приведены в табл. 3. Характерная особенность химизма — повышенная щелочность и низкое содержание полевошпатовой извести. По химическому составу породы полностью аналогичны гранитам (см. рис. 5 и табл. 3 и 19).

В восточной части рудного поля липаритовые порфиры перекрываются основными эфузивами так называемой базальтовой толщи, представленной базальтами, базальтовыми порfirитами, андезитами и туфами соответствующего состава с прослойми известняков, в которых З. Г. Поповой определена микрофауна верхнего визе (алексинско-михайловские слои). Контакт с липаритовой толщей постепенный — через переслаивание базальтов и их туфов с липаритами. Мощность толщи 200—300 м. Слагающие толщу породы в основном аналогичны описанным выше эфузивам андезито-базальтовой толщи, и на их характеристике мы не останавливаемся.

Излиянием основных эфузивов базальтовой толщи завершается средне-верхневизейский вулканический этап и вулканическая деятельность вообще. Выше разрез сложен исключительно осадочными породами, развитыми в Агаповской синклинали. В основании залегают известняки, возраст которых по многочисленным определениям микрофaуны, произведенным З. Г. Поповой, — верхнее визе — намюр. В западном крыле синклинали на широте Магнитогорского месторождения верхи толщи сложены черными шламовыми известняками, которые по заключению З. Г. Поповой имеют возраст намюр — основание башкирского века. Общая мощность известняков в Агаповской синклинали примерно 1500 м (см. рис. 2).

На различные горизонты известняков с размывом налегают конгломераты, сложенные окатанными и, реже, остроугольными обломками известняков верхнего визе — намюра и башкирского яруса. В последних определены разнообразные представители рода *Pseudostaffella*. Мощность конгломератов 0—500 м. На рудном поле в цементе конгломератов фауна и микрофауна не обнаружены. Л. С. Либрович (1936) отнес их к московскому ярусу.

Известняковые конгломераты с размывом перекрываются ритмично-слоистой толщей мергелей, аргиллитов и алевролитов нижнепермского возраста (Силина, Курбежекова, 1962), в основании которых залегает горизонт известняково-мергелистых конгломератов мощностью 10—60 м. Обломки известняков в конгломератах обычно хорошо окатаны, а мергели — остроугольные. Мергели образуют и отдельные прослои среди конгломератов. Образование горизонта связано с размывом нижележащих известняковых конгломератов. В отличие от последних в нижнепермских алевролитах наряду с преобладающим известняковым обломочным материалом отмеча-

ются обломки эфузивных пород (липаритовых порфиров и порфиритов), а в осевой части Магнитогорского синклиниория (к западу и северо-западу от Магнитогорска) — и обломки микропегматитовых гранитов. В нижней части толщи (выше известково-мергелистых конгломератов) залегают гипс-ангидритовые породы мощностью до 100 м. Наибольшая мощность толщи в целом и отдельных ее горизонтов — в осевой части Агаповской синклинали (до 500 м).

Непосредственно с вулканической деятельностью связано образование большого количества даек и других небольших интрузивных тел. Известны

жильные аналоги почти всех эфузивных пород. Мы остановимся на липаритовых порфирах, генетически связанных с вулканогенно-осадочной толщей, и диабазах, связанных с эфузивами андезито-базальтовой толщи.

Липаритовые порфирь развиты на горе Мельничной в северо-западной части рудного поля и к югу от рудн. Дальнего. На горе Мельничной липаритовые порфирь образуют субширотную штокообразную залежь в песчаниках и туфопесчаниках, от которой на север и юг отходят субмеридиональные силлы мощностью до 100 м. Порфирь содержит ксенолиты песчаников. По-

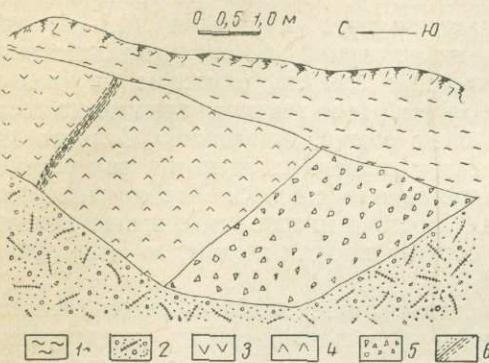


Рис. 4. Южный контакт диабазового штока на горе Ай-Дарлы. Зарисовка выемки.

1 — глина; 2 — осыпь; 3 — диабазы; 4 — плагиопорфирь; 5 — вулканические брекчии смешанного состава; 6 — зона рассланцевания.

следние на контакте с порфирами перекристаллизованы и окварцовены. Липаритовые порфирь рудн. Дальнего перекрываются диоритовым силлом, образование которого связано с первой интрузивной фазой. Диориты рассекаются дайками порфирь. Подобные взаимоотношения наблюдаются и на горе Мельничной, где порфирь также рассекают силлы габбро-диабазов первой интрузивной фазы. Там наиболее четко устанавливается связь описываемых пород с липаритовыми порфирь вулканогенно-осадочной толщи, которые залегают в 300 м выше по разрезу и являются излившимися фациями. Помимо полной аналогии в структуре и петрографическом составе, генетическое единство пород подтверждается и близким химическим составом. Как и липаритовые порфирь вулканогенно-осадочной толщи, жильные порфирь характеризуются пониженной щелочностью, чем резко отличаются от порфирь липаритовой толщи и гранитов. На диаграмме А. Н. Заварецкого (см. рис. 5) фигурационные точки липаритовых порфирь вулканогенно-осадочной толщи и их жильных аналогов на плоскости *asb* группируются значительно левее, чем точки остальных кислых пород рудного поля. Химические анализы пород приведены в табл. 4.

Среди обломочных пород вулканогенно-осадочной толщи выявлены крупные субвулканические тела диабазов, комагматичных андезито-базальтовой толще. К таким телам относятся штоки диабазов в районе пос. Верхне-Кизильского и горы Ай-Дарлы.

Верхне-Кизильский шток вытянут в северо-западном направлении на 3 км. Контакты штока под углом 60—70° падают в стороны от него. Диабазы слагают ядро и со всех сторон окружены каймой плагиопорфирь, которые связаны с диабазами постепенными переходами. Диабазы горы Ай-

Таблица 4

## Химический состав жильных пород, генетически связанных с эфузивами, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
3	70,8	0,20	17,90	0,71	1,20	—	0,1	0,1	4,82	3,86	—	1,1	100,39
682/2	72,4	0,30	14,2	0,84	1,22	0,07	0,8	0,94	4,55	2,70	—	1,08	99,1
4	53,5	1,48	19,1	5,77	2,56	0,14	3,4	4,9	5,31	1,35	—	2,7	100,2
21	50,5	1,59	20,0	6,36	3,1	0,12	4,9	8,3	4,75	1,09	0,12	1,5	99,48
5	62,1	0,62	20,0	4,79	1,0	0,09	0,1	1,0	7,48	1,38	0,12	2,0	100,68

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	b	c	s	f'	m'	c'	a'	n	Q	z
3	14,6	9,5	0,1	75,8	16,9	2,0	—	81,1	68,0	22,2	0,9
682/2	13,3	6,0	1,2	79,5	32,2	22,2	—	45,6	71,9	31,0	8,3
4	14,3	14,0	6,3	65,4	56,2	43,3	—	0,5	85,4	-4,1	31,5
21	12,4	20,0	7,5	60,1	43,1	42,5	14,4	—	87,0	-12,1	37,6
5	18,2	10,8	1,2	69,8	46,0	1,9	—	52,1	89,0	2,0	6,2

Липаритовые порфиры: 3 — порфир розовато-серый с вкрапленниками плагиоклаза и кварцево-трахитовой массой, порода серицитизирована, гора Мельничная; 682/2 — порфир с микророганитной основной массой, к югу от руды Дальнего, скв. 682, гл. 115 м.

Диабазы: 4 — диабаз, состоящий из плагиоклаза (68,5%), биотитизированного пироксена (26,6%), магнетита (4,9%), структура диабазовая, верхне-Кизильский шток; 21 — диабаз, состоящий из лабрадора № 70 (66,3%), уралитизированного пироксена (28,1%), магнетита (5,6%), гора Ай-Дарлы; 5 — существенно альбитовый плагиопорфир пилотакситовой структуры, заметно серицитизированный, верхне-Кизильский шток.

Дарлы образуют воронкообразную залежь диаметром около 800 м, контакты которой всюду падают внутрь под углом 20—80°. Там, где контакт диабазов более пологий, четко выражена их краевая фация, представленная, как и в Верхне-Кизильском штоке, плагиопорфирами (рис. 4), мощность которых 2—10 м. В 1 км к югу от горы Ай-Дарлы наблюдается еще несколько интрузивных тел таких же диабазов. Мощность каймы плагиопорфиров у этих тел достигает 50 м. Местами от нее во вмещающие породы отходят апофизы типа даек. Плагиопорфирсы связаны с диабазами постепенными переходами, которые заключаются в том, что лейсты плагиоклаза приобретают субпараллельную ориентировку, уменьшается количество цветных минералов и магнетита, появляются сначала немногочисленные, а потом и обильные миндалины, выполненные хлоритом и актинолитом. Состав плагиоклаза меняется от лабрадора № 50—70 в диабазах до альбита № 5—10 в плагиопорфирах. Очевидно, образование плагиопорфиров связано с позднемагматической альбитизацией краевых частей диабазовых штоков.

Генетическая связь пород с эфузивами андезито-базальтовой толщи отчетливо устанавливается как в районе Верхне-Кизильского штока, так и на горе Ай-Дарлы. В районе пос. Верхне-Кизильского северная часть штока непосредственно соединяется с экструзивными фациями, а в районе горы Ай-Дарлы в андезито-базальтовой толще появляются потоки диабазов, полностью аналогичных диабазам штока.

Минеральный и химический состав диабазов (см. табл. 4) аналогичен их эфузивным аналогам в андезито-базальтовой толще (рис. 5).

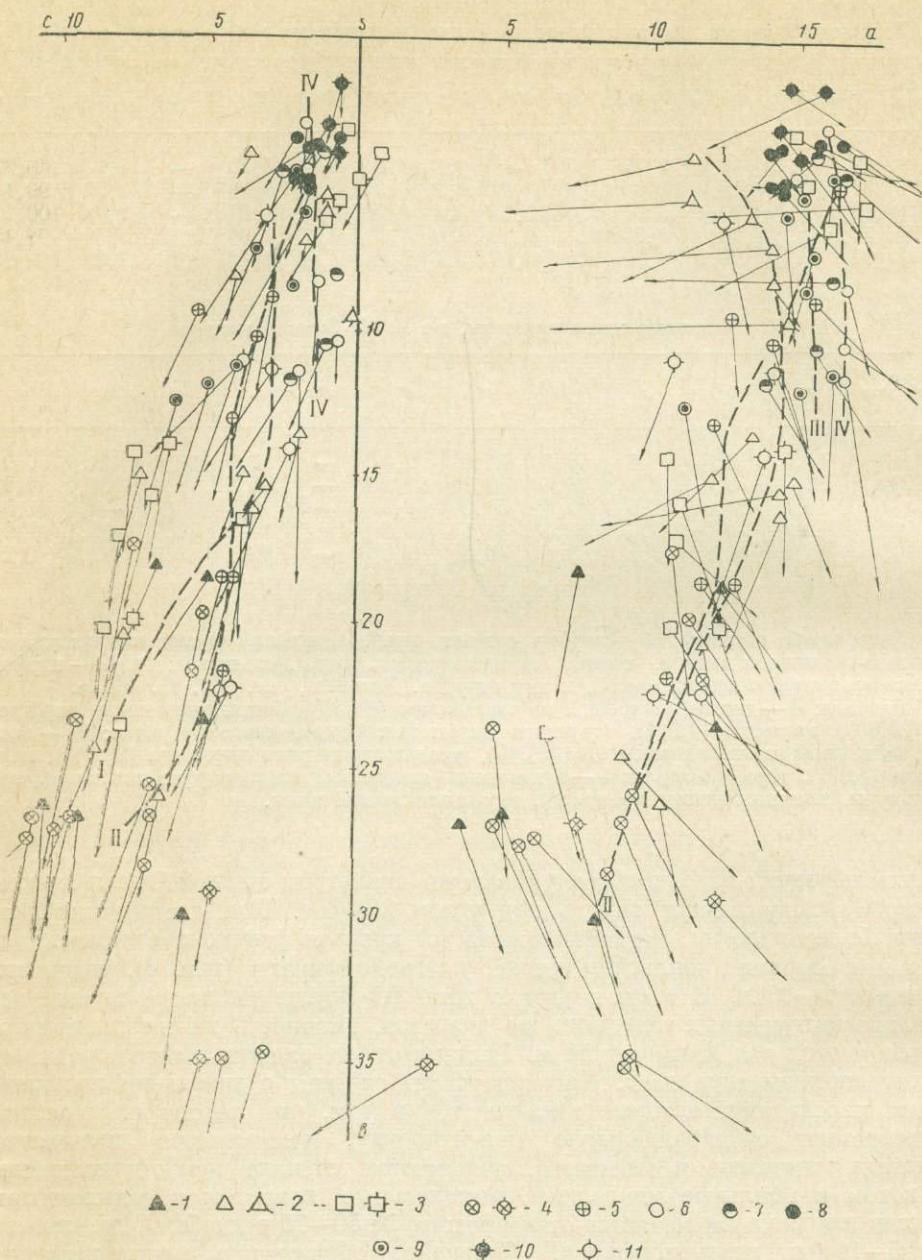


Рис. 5. Диаграмма химического состава вулканических и интрузивных пород Магнитогорского рудного поля (по А. Н. Заварышкуму).

1 — породы порфиритовой толщи; 2 — породы верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа и их жильные аналоги; 3 — породы средне-верхневизейского вулканического этапа и их жильные аналоги; 4 — габбройды и жильные породы, генетически связанные с первой интрузивной фазой; 5 — троидемиты, гранодиориты, кварцевые диориты; 6 — альбитовые плагиограниты; 7 — породы граносенитового ряда; 8 — граниты; 9 — гранитоиды Московского массива; 10 — гранит-порфиры; 11 — породы позднеинтрузивного жильного комплекса. Тенденция изменения химического состава пород верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа (I), ряда гранит — гранодиорит — кварцевый диорит — габбро (II), гранитоидов Московского массива (III) и альбитовых плагиогранитов в кровле массива горы Магнитной (IV).

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИКИ РУДНОГО ПОЛЯ

Характерной особенностью тектонического строения рудного поля являются сравнительно пологие брахиантиклинальные структуры, разбитые последующими разрывными нарушениями на отдельные структурные блоки.

Вслед за В. В. Потапьевым, на площади рудного поля можно выделить две основные пликтативные структуры — Агаповскую синклиналь и Магнитогорскую брахиантиклиналь. В пределах последней выделяются брахиантинклинальные складки: Куйбасовская, Московская и антиклиналь горы Магнитной. Крылья их осложнены мелкими складками более высоких порядков.

Наиболее четко выраженные структурные элементы рудного поля — структурные блоки, которые обусловлены сочетанием системы субмеридиональных и субширотных тектонических нарушений.

**Пликтативные структуры.** Агаповская синклиналь расположена в юго-восточной части рудного поля. На карте (см. рис. 2) показана лишь северная часть складки. Это широкая (размах крыльев до 6 км) вытянутая в северо-западном направлении корытообразная асимметричная синклиналь с крутыми крыльями (угол падения 60—70°) и пологой центральной частью (углы падения 0—20°). Ядро ее сложено ритмичнослоистыми мергелями, аргиллитами и алевролитами нижней перми, а крылья — средне-верхневизейскими эфузивами и известняками верхнего визе — намюра. Западное крыло синклинали срезано разломом, ограничивающим с востока Магнитогорский и Куйбасовский гранитоидные массивы. Восточное осложнено рядом крутых линейно вытянутых складок, сложенных средне-верхневизейскими вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Эти складки прослежены на расстоянии 15 км. Размах крыльев их 500—1000 м. Углы падения пород в крыльях 60—90°. Подобные складки развиваются на северном замыкании Агаповской синклинали и вдоль восточного контакта Куйбасовского массива и прослежены до широты горы Малый Куйбас. Линейные складки в Магнитогорском синклиниории, по К. П. Плюснину (1962), формировались в узких клиновидных блоках, ограниченных субпараллельными сдвигами. Очевидно, подобные блоки играли определенную роль в формировании массивов Магнитогорского комплекса, так как зоны крутых линейных складок отмечаются вдоль восточных контактов Карабулакского и Богдановского массивов, которые, как и восточные контакты массивов Магнитогорской группы, являются тектоническими.

Заложение Агаповской синклинали произошло, очевидно, в среднем визе и завершилось в перми.

В Магнитогорской антиклинали выделяются три брахиантинклинальные складки, ядра которых выполнены гранитоидными массивами. Они обладают рядом общих особенностей:

1. Восточные крылья складок срезаны тектоническими нарушениями и сохранились лишь в отдельных, ограниченных по размерам структурных блоках (например, Май-Лисайская синклиналь представляет собой складку, осложняющую юго-восточное крыло Московской брахиантинклинали).

2. Породы, образующие брахиантинклинали III порядка, характеризуются пологими углами падения (10—30°).

3. Размеры брахиантинклиналей в наибольшем измерении 10—15 км. Их длинные оси ориентированы в меридиональном (брахиантинклиналь горы Магнитной и Московская) или северо-восточном направлении (Куйбасовская брахиантинклиналь).

4. Гранитоидные массивы, выполняющие ядра брахиантинклиналей,

занимают секущее положение по отношению к складкам. Наиболее отчетливо это видно в Московской брахиантиклинали. Северная часть гранитного массива согласно залегает в ядре антиклинали, а южнее он рассекает складчатую структуру (см. рис. 2). Достоверно установлено срезание западным контактом Куйбасовского массива складок, осложняющих западное крыло Куйбасовской брахиантиклинали. Таким образом, по отношению к данным складкам гранитоидные массивы — посттектонические.

**Дизъюнктивная тектоника.** Разрывные нарушения развиты широко и являются основными элементами, определяющими структуру рудного поля.

Наиболее крупное нарушение — разлом, проходящий по восточному контакту гранитоидных массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Он протягивается в северо-восточном направлении через все рудное поле. По разлому сопрягаются две наиболее крупные пликативные структуры — Магнитогорская антиклиналь и Агаповская синклиналь. Он служит восточной границей распространения описываемых гранитоидов (восточнее они не встречаются, за исключением единичных даек в породах липаритовой и базальтовой толщи).

Факты, подтверждающие тектонический характер восточного контакта Куйбасовского массива, и данные о залегании этого контакта подробно изложены ниже (см. также рис. 6). Контакт, а следовательно, и плоскость разлома, падают на запад под углом около  $60^{\circ}$ . На широте горы Магнитной разлом пересечен скв. 660 и 935. Первая на глубине 55 м вышла из атачитов в порфиры, характерные для базальтовой толщи, и под ними вскрыла порфиры липаритовых порфиров, частично превращенных в кварцево-сернистые породы, вошла в плагиоклазовые порфиры андезито-базальтовой толщи и под ними на глубине 335 м подсекла катаклазированные известняки верхнего визе — наимура. По данным этой скважины, плоскость разлома падает на запад под углом  $50$ — $60^{\circ}$ . Следовательно, разлом может быть классифицирован как взброс с приподнятым западным блоком.

На всем своем протяжении зона разлома представлена несколькими сместителями, по каждому из которых западные блоки приподняты по отношению к восточным.

На широте рудн. Дальнего по западному нарушению, входящему в систему описываемого разлома, приведены в соприкосновение верхнедевонские порфиры и породы базальтовой толщи, которые, в свою очередь, по восточному разлому контактируют с известняками верхнего визе — наимура. Суммарная вертикальная амплитуда разлома здесь около 2000 м.

Подвижки по разлому неоднократно возобновлялись, о чем говорит внедрение вдоль него разновозрастных интрузивных пород и катаклаз гранитов. Можно выделить по крайней мере три этапа в формировании нарушения:

- 1) внедрение габбро вдоль разлома;
- 2) дробление габбро и внедрение вдоль разлома гранитоидов с образованием эруптивных брекчий, а также формирование вытянутых вдоль разлома тел мелковзернистых гранитов;
- 3) катаклаз гранитов и нарушение западного крыла Агаповской синклинали.

Подвижки по разлому захватывают период от среднего визе до среднего карбона, а возможно, и нижней перми включительно. С этой основной разрывной структурой рудного поля сопряжено большинство других крупных разломов, оперяющих описанный разлом. Все они показаны на геологической карте (см. рис. 2). Нарушения имеют субмеридиональное простирание и разбивают рудное поле на меридионально вытянутые блоки. Примером такой структуры может служить блок, в северной части которого

находится Май-Лисайское рудопроявление, а в южной — рудн. Дальний.

Для большинства субмеридиональных разломов устанавливается послегранитный возраст, о чем свидетельствует катализ гранитов и тектонический характер некоторых субмеридиональных контактов гранитоидных массивов. Однако заложение разломов произошло до формирования главного интрузивного комплекса, так как вдоль них внедрялись и габбро и гранитоиды. Для отдельных субмеридиональных разломов отмечаются такие же этапы в их формировании, как и для разлома, проходящего по восточному контакту Куйбасовского массива. С возобновлением подвижек по субмеридиональным разломам (уже после внедрения гранитоидов) связано формирование позднеинтрузивного жильного комплекса. Наиболее крупная интрузия пород этого комплекса — гранодиорит-порфиры горы Железнодорожной — приурочена к тектоническому узлу, в котором сопряжено несколько субмеридиональных разломов (см. рис. 2). В зоне одного из этих разломов, проходящего в южной части восточного эндоконтакта Московского массива, картировочными скважинами были встречены раздробленные граниты, сцементированные гранодиорит-порфирами.

Послегранитные подвижки по разломам одновременно являлись и послерудными.

Более подробно данные по отдельным разломам, к которым приурочены гранитоиды, приведены в первой главе части II.

Широко развиты на рудном поле диагональные и субширотные нарушения. Часть из них связана с разломами кровли, возникающими при подъеме гранитной магмы. К ним относятся нарушения, примыкающие с запада к массиву горы Магнитной. На широте Магнитогорского месторождения эти нарушения имеют субширотное простирание, к северу от него — северо-западное, а к югу — юго-западное. Амплитуды нарушений невелики и обычно не превышают 100—150 м. Вдоль некоторых из них внедряются дайки гранит-порфиров и гранитов (см. рис. 2).

## ЧАСТЬ II

## Интрузивные комплексы Магнитогорского рудного поля

Интрузивные породы Магнитогорского рудного поля образуют два комплекса — главный интрузивный и позднеинтрузивный жильный комплексы. К первому относятся интрузивные породы, образующие массивы горы Магнитной, Куйбасовский и Московский, а также генетически связанные с ними жильные породы. Массивы имеют пестрый состав (табл. 5) и сложную историю формирования. Образовались они в две интрузивные фазы. С первой связано образование габбро, габбро-диоритов и габбро-диабазов, а со второй — разнообразных гранитоидов — гранитов, грано-сиенитов, плагиогранитов, трондьемитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов.

Таблица 5

Распространение отдельных групп интрузивных пород по массивам, % общей площади

Массив	Общая площадь, км <sup>2</sup>	Габброиды	Граниты	Грано-сиениты	Грано-диориты
Гора Магнитная	6,3	11,0	44,0	26,0	19,0
Куйбасовский .	43,4	9,0	16,0	42,0	33,0
Московский . .	33,6	—	23,0	75,0	2,0
Итого .	83,3	5,5	21,0	54,0	19,5

массивами и залегает, главным образом, в первую интрузивную фазу, образовавшихся в первую интрузивную фазу, пространственно связана с гранитоидными массивами и залегает, главным образом, в первые интрузивные фазы, образовавшихся в первые интрузивные фазы, в их эндоконтактовых зонах.

Другие габбровые тела образуют самостоятельные мелкие массивы. Впервые мысль о наличии производных габбровой магмы, не залегающих непосредственно в гранитоидных массивах, высказал А. Н. Заварицкий (1927). Он отмечал, что «... интрузия гранитного массива сопровождалась поглощением части вмещающих пород, которыми здесь были известняки. Это вызвало изменение состава и дифференциацию магмы, которая была интрудирована во вмещающие породы и таким образом дала начало жильным диоритовым (эти породы имеют, главным образом, основный состав.— Г. Ф.) породам горы Магнитной»<sup>1</sup>.

Как будет показано ниже, интрузивные породы Магнитогорского рудного поля представляют собой гипабиссальные образования, комагматичные с развитыми здесь же эффузивами. В этих условиях строго разделить породы на интрузивные и эффузивные трудно, так как по фациям глубинности они образуют непрерывный ряд от излившихся на поверхность до образовавшихся на глубине в 2—3 км. К первой интрузивной фазе прежде всего принадлежат габброиды, залегающие в пределах гранитоидных массивов. Взаимные переходы между отдельными разновидностями габброидов свидетельствуют об их одновозрастности, в то время как интрузивные контакты гранитоидов с габбро, ороговикование и ассилияция

<sup>1</sup> Представление об ассилиационном происхождении габбро не подтверждилось. Ниже подробно разбирается вопрос об интрузии габбровой магмы и ее роли в развитии интрузивной деятельности. Как габбро-диабазы эти породы впервые описала Е. И. Каминская.

последнего указывают на внедрение габбро в первую, более раннюю, по сравнению с формированием гранитоидов, фазу. Из габбровых и габбродиабазовых залежей, располагающихся среди вмещающих пород, к первой интрузивной фазе отнесены те, которые пространственно связаны с габбро, залегающим в пределах массивов, или полностью подобны ему по химическому и минеральному составу. О генетическом единстве пород свидетельствует их одинаковое геологическое положение. Все эти тела габброидов залегают среди вулканогенно-осадочных пород верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа и никогда не встречаются среди лежащих выше толщ. Характерна их пространственная связь с жильными аналогами липаритовых порфиров вулканогенно-осадочной толщи — первыми вулканическими породами, образовавшимися после интрузии габброидов.

Максимум интрузивной деятельности отвечает внедрению гранитов. В результате взаимодействия гранитов с габброидами и вмещающими основными эфузивами образовались разнообразные породы ассимиляционного происхождения. Кристаллизация пород второй интрузивной фазы происходила в определенной последовательности. Первыми кристаллизовались контаминированные порции магмы, а последними — продукты кристаллизации остаточного расплава (гранит-порфиры и аplitы).

В формировании позднеинтрузивного жильного комплекса также выделяются две фазы. С первой из них связано образование даек и небольших интрузивных тел граносиенит- и гранодиорит-порфиров, а со второй — даек кварцевых диабазов и лампрофиров. Вторая фаза позднеинтрузивного жильного комплекса завершает магматическую деятельность в районе.

## Глава первая

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

#### ФОРМА МАССИВОВ, ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Наиболее крупным является Куйбасовский массив, вытянутый в северо-восточном направлении. Длина его около 13 км, ширина 3,5—4,5 км, площадь около 43 км<sup>2</sup>.

Восточный контакт массива на всем его протяжении тектонический. В северной части он вскрыт канавой и скважинами (рис. 6). Контакт падает на запад под углом около 60°. Гранитоиды в зоне контакта представлены интенсивно раздробленными (местами превращенными в милониты) эруптивными брекчиями габбро и диоритов с лейкократовым мелкозернистым гранитом в цементе. Контактирующие с массивом липаритовые порфиры также сильно катаклизированы и по трещинам скарнированы. Интенсивно катаклизированные граниты встречены вдоль всего восточного контакта массива, а в ряде картировочных скважин на широте горы Большой Куйбас лейкократовые мелкозернистые граниты превращены в кварц-полевошпатовые милониты. Северный и южный контакты массива круто залегают и, по данным магнитометрии, падают от массива (рис. 7). Западный контакт, как установлено структурными скважинами, имеет западное падение. Кровля массива залегает грубо согласно с вмещающими породами и затем круто погружается к западу (рис. 8). Эти данные позволяют определить массив как шток с грубо согласной апикальной частью кровли и крутыми боковыми контактами. В западном и южном экзоконтактах его залегают вулканические породы диабазовой и андезитовой толщ (нижнее и низы среднего визе), а на севере он прорывает пироксен-плагиоклазовые порфиры верхнего девона.

Массив характеризуется несколько повышенными значениями гравитационного поля, которое достигает максимума в его северной части, где наиболее развиты габбро. Магнитное поле над массивом пестрое и относительно более высокое, чем над вмещающими породами. Полем в 700 γ более выделяются участки, сложенные гранодиоритами, диоритами и габбро.

Массив горы Магнитной во многом подобен Куйбасовскому. Площадь его выхода на поверхность 6,3 км<sup>2</sup> (см. табл. 5), однако истинные размеры массива, как показали буровые работы, значительно больше. Сведений о падении восточного контакта нет, но так как он приурочен к тому же тектоническому нарушению, что и контакт Куйбасовского массива, то можно предполагать, что он имеет те же элементы залегания. Наиболее детально изучен южный контакт обнаженной части массива на горе Узянка (район скв. 801, см. рис. 1), где он вскрыт карьером Магнитогорского месторождения (рис. 9). Контакт имеет субширотное простиранье и круто (под углом 75—80°) падает на юг. Вмещающие породы (известняки, большей частью превращенные в скарны, и подстилающие их верхнедевонские порфиры) под углом 15—30° погружаются к западу. Граниты на контакте представлены тонко- и мелкозернистыми разностями (0,3—1 мм). При мерно в 30—50 м от контакта крупность зерна достигает нормальной величины (порядка 1,5—2 мм), причем увеличение зернистости происходит постепенно и плавно. Очевидно, подобные краевые тонко- и мелкозернистые фации образуются в результате более быстрого охлаждения в краевых частях массива.

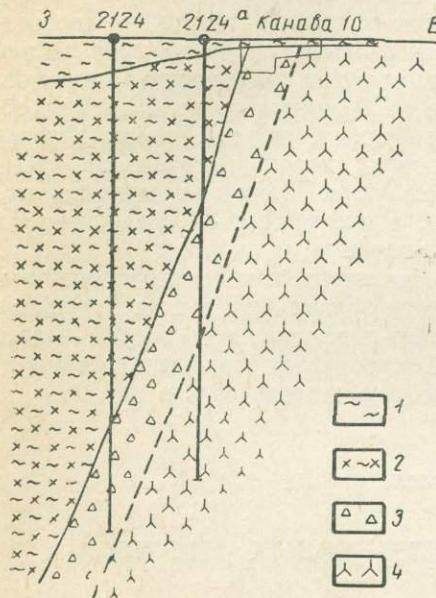


Рис. 6. Восточный контакт Куйбасовского массива.

1 — глина; 2 — выветрельные граниты с обломками гранодиоритов, диоритов и габбро; 3 — тектоническая глина трения с обломками гранитов и порфиров; 4 — липаритовые порфиры.

Такие же краевые фации отмечаются в эндоконтактах и других массивов. Описываемый контакт имеет инъекционный характер. Здесь наблюдаются многочисленные пластовые и дайкообразные апофизы гранит-порфиров и аплитов самой разнообразной мощности. Дайкообразные апофизы гранит-порфиров, которые хорошо обнажены в карьере, приурочены в основном к более древним дайкам диабазов и габбро-диабазов, связанных с первой интрузивной фазой, а большая часть пластообразных апофиз располагается на границе известняков и подстилающих их атакитов или порфиритов (см. рис. 17, 24). Граниты в эндоконтакте скарнированы, однако характерно слабое развитие пород ассилияционного происхождения — гранодиоритов и кварцевых диоритов — несмотря на, казалось бы, благоприятные условия для их образования (контакт известняков и гранитов). В тех местах, где они появляются, отчетливо устанавливается их образование по основным силикатным породам — габбро-диабазам или диабазам. Северный контакт гранитов горы Узянка резко отличается от южного отсутствием апофиз, что, вероятно, связано с экранирующим влиянием тектонического нарушения, вдоль которого внедрились граниты.

Под Магнитогорским месторождением к южнее кровля массива горы Магнитной прослежена рядом глубоких скважин на глубине 700—1300 м.

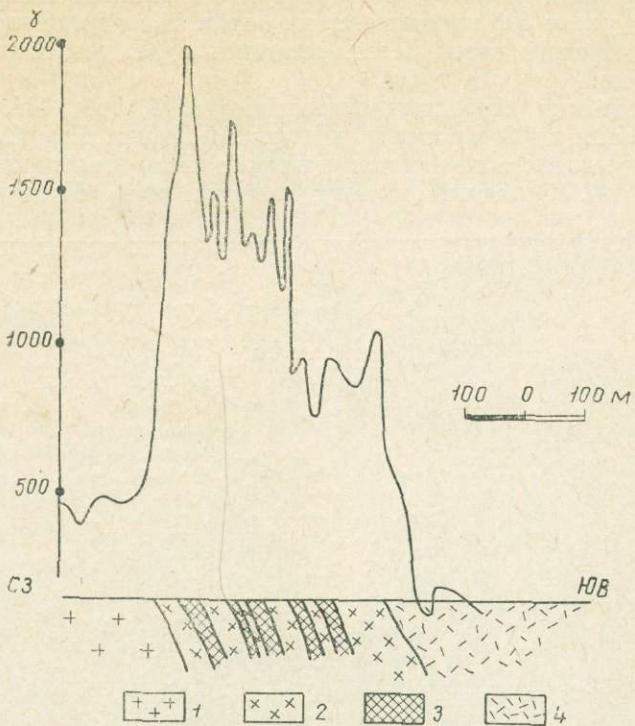


Рис. 7. Схематический разрез в области южного контакта Куйбасовского массива по данным магнитометрии. Разрез и интерпретация, по Н. В. Хохрякову.

1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — кварцевые диориты;  
4 — эфузивы среднего и кислого состава.

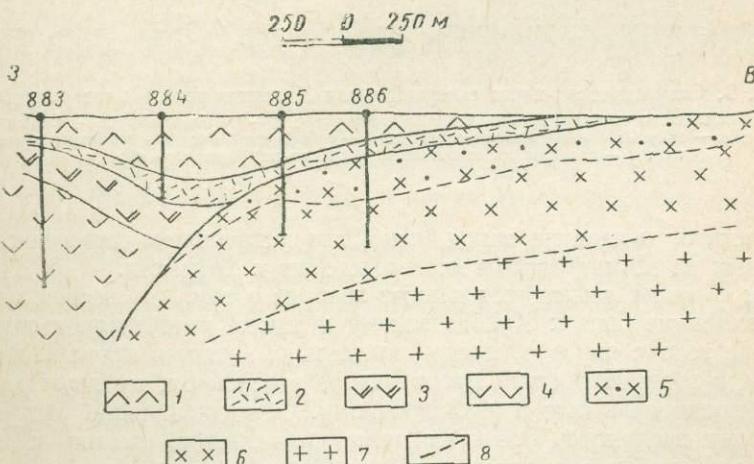


Рис. 8. Западный контакт Куйбасовского массива.  
1 — андезито-трахитовые порфиры; 2 — туфы порфиров; 3 — диабазы;  
4 — андезито-базальтовые плагиоклазовые порфириты (порфиритовая толща);  
5 — плагиогранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 6 — тонко-  
зернистые граносиениты; 7 — мелкозернистые граниты; 8 — постепенные  
контакты.

Судя по отстройкам разрезов, кровля грубо согласна со вмещающими породами и под углом  $30^{\circ}$  погружается на запад. На широте горы Ай-Дарлы кровля массива снова вздымается, оставаясь грубо согласной с вмещающими породами.

Многочисленными глубокими скважинами (908, 743, 744, 741 и др.) массив прослежен на 3 км к югу от горы Ай-Дарлы. Гранитами интрудированы верхнедевонские порфириты и нижняя часть известняков осадочной толщи (рис. 10). Западный контакт массива горы Магнитной, как и

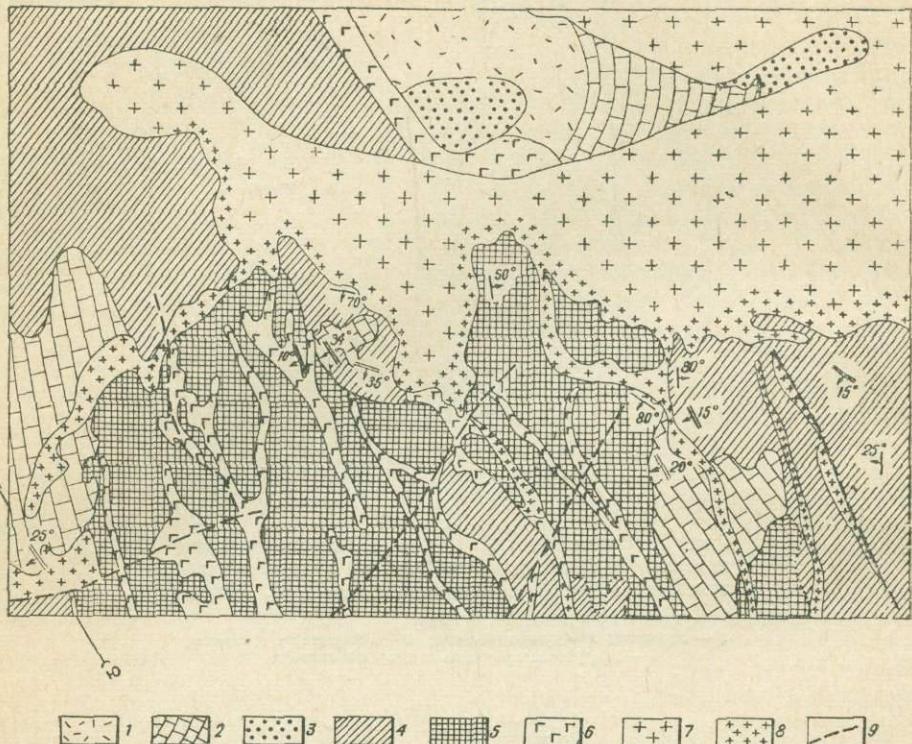


Рис. 9. Схематическая карта северной части Магнитогорского месторождения.

1 — брекчии кислого состава; 2 — известняки и мраморы; 3 — роговообмаково-плагиоклавозитовые; 4 — скарны; 5 — магнетитовые руды; 6 — габбро-диабазы; 7 — граниты мелкозернистые; 8 — граниты тонкозернистые и гранит-порфирь; 9 — сбросы.

Куйбасовского, падает на запад, что было установлено многочисленными скважинами на Димитровском месторождении и Березках.

Таким образом, имеющиеся данные говорят о том, что массив горы Магнитной по форме близок Куйбасовскому и также представляет собой штокообразное тело с грубо согласной апикальной частью кровли. Внедрение гранитоидов горы Магнитной происходило, в основном, по двум направлениям — меридиональному и субширотному. Меридиональное направление, по которому внедрилась основная масса гранитоидов, связано с тектонической зоной дробления, опирающейся на разлом, к которому приурочены восточные контакты массива горы Магнитной и Куйбасовского. Субширотное направление, по которому интрудировали граниты горы Узянка, обусловлено описанными выше разломами кровли, возникшими при внедрении гранитной магмы.

Как уже отмечалось, в южной части массива в его кровле лежат турней-нижневизейские известняки. В северной части гранитоиды прорывают из-

вестняки и перекрывающие диабазовые порфиры и их туфы (нижнее визе). На основании данных о мощности перекрывающих массив пород можно предположить, что глубина формирования кровли массива составляет 1000—2500 м. Так, на горе Березовой гранитоиды прорывают известняки осадочной толщи. Абсолютная отметка вершины горы Березовой, сложенной гранитами с большим количеством ксенолитов, кварцевых диоритов и габбро-диабазов, около 620 м. Несколько южнее, в скв. 807, кровля массива подсечена в основании порfirитовой толщи на отметке — 870 м. Таким образом, как по стратиграфическому положению, так и по абсолютным

100 0 100 м

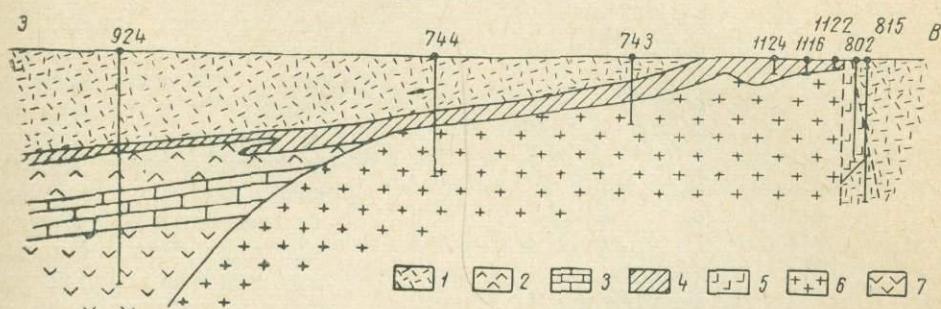


Рис. 10. Разрез в южной погребенной части массива горы Магнитной.

1 — диабазы и их туфы с прослойями туфогесчаников; 2 — ороговикованные микродиабазы и туфы; 3 — известняки и мраморы; 4 — скарны; 5 — липаритовые порфиры; 6 — плагиограниты и граниты; 7 — порфиры.

отметкам кровли массива можно констатировать колебания в глубине формирования отдельных его частей минимум в пределах 1500 м. Определение минимальной глубины формирования массива возможно с меньшей точностью. Кровля массива (там, где контакты его заведомо интрузивные) не поднимается выше диабазовой толщи. Мощность пород, перекрывающих эту толщу и образовавшихся до внедрения гранитов, составляет не менее 1500 м. С учетом возможного уменьшения мощности вулканогенно-осадочных образований в осевой части антиклинали горы Магнитной, где располагаются участки массива, формировавшиеся на минимальной глубине, последняя может быть определена в 1000 м. Эти данные ставят под сомнение вывод И. Д. Соболева (1961) о формировании Магнитогорского массива на глубине 400—500 м.

Над массивами отмечается повышенное гравитационное поле, однако эпицентр аномалии смешен от массива на запад. Характер магнитного поля над обнаженной частью массива примерно такой же, как и над Куйбасовским массивом.

Московский массив имеет площадь около 34 км<sup>2</sup>. Он вытянут в меридиональном направлении на 12 км при ширине 2,5—3,5 км. Восточный контакт массива — тектонический. На Май-Лисайском рудопроявлении контакт вскрыт скв. 882, которая на глубине 240 м вышла из порфировидных граносиенитов в интенсивно раздробленные диабазовые порфиры, установив крутое западное падение контакта.

Северная часть массива грубо согласна с вмещающими породами и выполняет ядро Московской брахиантиклинали. Кровля массива здесь вместе с вмещающими породами (осадочная и диабазовая толщи) погружается к западу и северо-западу под углом 12—20°. В южной части массива запад-

ный контакт тектонический и под углом 60—70° падает на запад (рис. 11). На юге массив срезается гранодиорит-порфирами горы Железнодорожной, которые располагаются на стыке массивов горы Магнитной и Московского.

По данным Б. Ю. Букина и П. И. Мушты, проводивших в 1955—1956 гг. магнитную съемку, мощность массива в северной его части около 600 м,

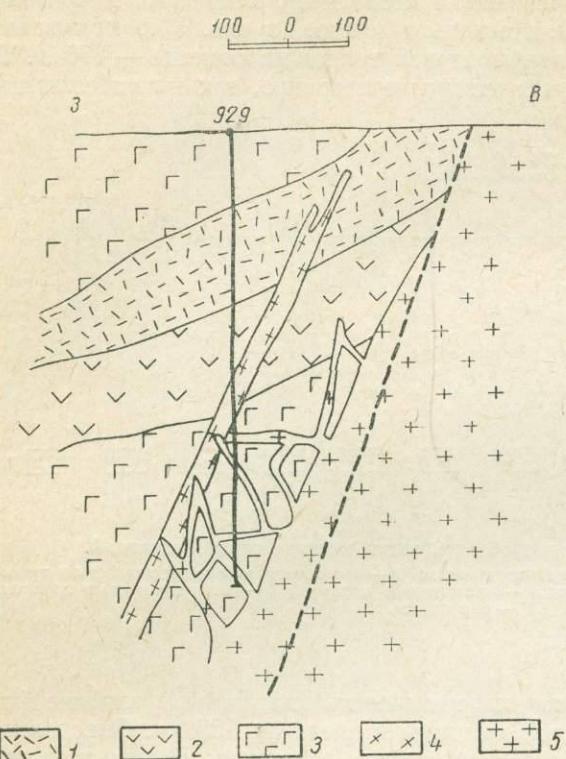


Рис. 11. Западный контакт Московского массива.  
1 — вулканические брекции основного состава; 2 — диабазовые порфириты; 3 — габбро; 4 — диориты; 5 — граносиениты.

шую глубину массива горы Магнитной установлены значительно большие горизонтальные размеры, чем площадь его на поверхности (см. рис. 19). Кроме того, в приподнятом тектоническом блоке, который узкой меридиональной полосой прослежен между Московским и Куйбасовским массивами (см. рис. 2), везде выходят граниты, что также говорит об их широком распространении на глубине.

### ВОЗРАСТ

А. Н. Заварицкий (1927) на основании пересечения гранитами известняков горы Магнитной установил посленижнекарбоновый возраст их, что позволило ему сопоставить магнитогорские гранитоиды с верхнепалеозойскими. В. В. Потапьев (1958) пришел к выводу, что верхняя возрастная граница гранитоидов — верхнее визе, так как известняки Агаповской синклинали не затронуты контактовым метаморфизмом и не содержат даек гранитоидов. По В. М. Сергиевскому (1960), внедрение гранитоидов магнитогорского комплекса относится к башкирскому веку.

Проведенными работами установлено следующее. Кровля массива горы Магнитной не поднимается выше нижневизейской диабазовой толщи. Мощ-

а по результатам сейсмических исследований, проведенных под руководством Ю. М. Гордиенко, в южной части массив уходит на глубину не менее 8 км. Очевидно, в этой его части располагается канал, по которому внедрялись граниты. Значения гравитационного и магнитного полей понижены, в отличие от массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Это объясняется большей однородностью массива и преобладанием в его составе гранитов и граносиенитов, а также большим содержанием среди рудных минералов гематита, чем обусловлена меньшая магнитная восприимчивость пород.

Очевидно, все три гранитоидные массивы на глубине соединяются и представляют собой наиболее приподнятые части единого, более крупного интрузива. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что для разбуренного на боль-

совский и Куйбасовский массивы прорывают низы среднего визе (андезитовую толщу). С более молодыми породами интрузивные контакты массивов не известны. Однако дайки мелкозернистых гранитов были обнаружены во всех вулканогенно-осадочных толщах, вплоть до самой молодой — базальтовой. Последнее особенно важно потому, что возраст пород определен непосредственно по фауне как верхневизейский.

Наиболее молодыми породами, в которых отмечены четкие изменения, связанные с внедрением гранитоидов, являются основные эфузивы андезито-базальтовой толщи (верхи среднего визе). В скв. 742, пробуренной к югу от горы Магнитной, были встречены интенсивно альбитизированные андезито-базальты, местами превращенные в метасоматические альбитовые роговики. Слабые признаки скарнирования отмечены в липаритовых порфирах липаритовой толщи на широте горы Малый Куйбас. Все эти факты определяют нижнюю возрастную границу формирования гранитоидов как верхнее визе.

Взаимоотношения гранитоидов с более молодыми известняками Агаповской синклинали не ясны. Отсутствие даек гранитоидов и контактового метаморфизма в них, на наш взгляд, объясняются удаленностью известняков от гранитов, которые внедрились в более низкие стратиграфические горизонты.

Достоверно установленная верхняя возрастная граница гранитоидов — нижняя пермь. В песчаниках этого возраста, развитых в осевой части Магнитогорского синклинория западнее г. Магнитогорска, обнаружены обломки микропегматитовых гранитов, полностью аналогичных гранитам описываемых массивов. Кроме того, в шлихах из песчаников того же возраста в Агаповской синклинали найдены продукты размыва более молодых, чем граниты, рудных залежей Магнитогорского месторождения — гранат в срастании с пиритом. Как уже отмечалось (Ферштатер, 1963), внедрение гранитоидов, очевидно, приурочено к судетской фазе складчатости, которая фиксируется мощным размывом на границе нижнего и среднего карбона (известняковые конгломераты), что совпадает с представлениями В. М. Сергиевского (1960).

Абсолютный возраст гранитоидов определил Л. Н. Овчинников (1963);

№ пробы	Проба и место взятия	Содержание K, %	$\frac{Ar_{40}}{K_{40}}$	Возраст, млн. лет
A 60	Гранит, гора Магнитная, скв. 810 . . . . .	3,27	0,0223	360
A 13	Гранодиорит, гора Березовая . . . . .	2,54	0,0220	355
A 14	Гранодиорит, гора Малый Куйбас . . . . .	3,78	0,0206	335

Возраст кварцевого диорита и серицита из скв. 801 (гл. 222 м), соответственно, составляет  $354 \pm 10$  и 370 млн. лет (Афанасьев и др., 1964). По абсолютной геохронологической шкале, приведенной в указанной работе, эти цифры отвечают нижнему карбону, что согласуется в общих чертах с геологическими данными по возрасту гранитоидов.

Возраст габбровой интрузии (первая фаза) определяется как средневизейский. Подавляющее количество габбровых тел приурочено к породам осадочной и диабазовой толщ. В андезитовой толще (низы среднего визе) интрузии пород первой фазы редки, а в вулканогенно-осадочной они вообще не встречаются. В районе пос. Верхне-Кизильского силл габбро-диабаза в нижневизейских осадочных породах (микрофауну из них определила З. Г. Попова) рассечен липаритовыми порфирами, представляющими собой интрузивные фации порфиров вулканогенно-осадочной толщи. Подобные взаимоотношения наблюдались и в ряде других мест (южнее пос. МОС, на рудн. Дальнем).

## ОБЩАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

**Габброиды.** Среди пород первой интрузивной фазы выделяются следующие разновидности: габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты и диабазы. Наиболее развиты в пределах массивов габбро и габбро-диабазы, а диабазы встречаются исключительно в виде даек во вмещающих породах.

Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и диориты обычно тесно связаны, и петрографические границы между отдельными породами в значительной мере условны.

Габбро и габбро-диориты представляют собой средне- и крупнозернистые породы (от 2 до 10 мм и более), различающиеся в основном количеством темноцветных минералов (в габбро 40—50%, в габбро-диоритах 30—40%). Состав плагиоклаза в этих породах одинаков и колеблется в широких пределах — от лабрадора № 55 до битовнита № 76. Структура пород габбровая или офитовая, иногда пойкилоофитовая (обычно в разностях, переходных к габбро-диабазам). Преобладает массивная текстура, реже встречается полосчатая. Последняя обусловлена чередованием полос, обогащенных темноцветными минералами или титаномагнетитом, с лейкократовыми полосами. Границы полос всегда постепенные, мощность их обычно около 1 см. Особая разновидность габбро — богатые титаномагнетитом сидеронитовые габбро, встречающиеся в северной части Куйбасовского массива, где они постепенно переходят в залежи массивного титаномагнетита.

Габбро-диабазы отличаются от габбро прежде всего меньшей зернистостью (до 2 мм). Структура пород офтитовая либо пойкилоофтитовая. В отличие от габбро породы часто имеют порфировидную структуру, обусловленную наличием более крупных зерен плагиоклаза. В порфировидных разностях габбро-диабазов иногда наблюдаются ориентированные текстуры, вследствие плоскостной ориентировки крупных выделений плагиоклаза.

За пределами массивов в небольших жильных телах габбро-диабазы часто переходят в диабазы и диабазовые плагиоклазовые порфириты с диабазовой или диабазово-пилотакситовой структурой основной массы.

Диориты, генетически связанные с первой интрузивной фазой, встречаются либо в виде небольших силловых залежей во вмещающих породах, либо внутри интрузивных массивов, где они постепенными переходами связаны с габбро. Структура пород большей частью офтитовая, реже гипидиоморфозернистая. В последнем случае от диоритов, связанных со второй фазой, диориты первой интрузивной фазы отличаются отсутствием зонального плагиоклаза и кварца. Обычно плагиоклаз в них более кислый, чем в габбро, а количество темноцветных минералов меньше. Как правило, появление кварца в габброидах связано с влиянием гранитной интрузии.

Основные минералы пород первой интрузивной фазы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит и титаномагнетит. Аксессорные минералы в габброидах представлены сфером и апатитом. Первый в наибольших количествах встречается в габбро на горе Малый Куйбас, где высокие концентрации его приурочены к лейкократовым разностям типа плагиоклазитов.

В отдельных шлифах габбро были встречены оливин, гиперстен, кварц, ортоклаз (тонкие неправильные каймы вокруг плагиоклаза). Габбро с гиперстеном (до 30% всех темноцветных) было вскрыто рядом скважин на горе Малый Куйбас. Однако пространственное положение подобных габбро, которые уже следует относить к габбро-норитам, не ясно. Очевидно, что большой роли среди пород первой фазы они не играют. Количественный минеральный состав пород первой интрузивной фазы представлен в табл. 6.

**Гранитоиды.** Среди пород второй интрузивной фазы по особенностям состава и структуры (а следовательно, и по генезису) выделяются следую-

Таблица 6

## Количественный минеральный состав пород первой интрузивной фазы, об. %

№ образца	Порода	Плагиоклаз и его номер	Кварц	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Рудные	Вторичные
1*	Габбро . . . . .	56 (76)	—	28,6	—	11,2	2,4	0,8
2*	» . . . . .	58,6 (74)	—	33,8	—	4,6	3,0	—
4*	Габбро-диабаз . .	60,5 (56)	—	21,6	4,2	8,6	4,1	1,0
6*	Габбро . . . . .	52,7 (55)	—	5,1	36,3	3,7	2,2	—
7*	Габбро-диабаз . .	57,8 (55)	—	29,4	5,7	4,1	2,0	1,0
8*	Габбро-диабаз ороповиковый . .	58,7 (55—30)	—	6,8	26,0	1,9	4,3	2,3
10*	Диорит . . . . .	59,1	—	14,3	16,1	—	0,8	9,7
11*	» . . . . .	68,4 (40)	1,2	—	25,0	—	4,7	0,7
315/155	Габбро-диорит . .	64,5 (56)	—	29,3	—	—	4,2	2,0
295/301	» . . . . .	67,0	—	—	28,7	—	4,3	—
300/288	Габбро-диабаз дигритизированный . .	61,3	0,5	—	34,7	—	3,5	—
335/89	Габбро-диорит . .	70,0 (60)	0,7	—	24,6	—	4,1	—
206/58	Габбро-диабаз . .	57,4 (55)	—	—	33,5	7,1	—	1,8
197/55	» . . . . .	64,0 (52)	—	15,0	17,9	—	3,1	0,2
199/42	» . . . . .	62,6 (55)	—	16,6	18,5	—	2,3	—

\* Более подробная характеристика образцов приведена в пояснении к табл. 11.

щие три ряда пород: гранитный, граносиенитовый и гранодиоритовый. Эти ряды в первом приближении повторяют основные группы пород, выделенные А. Н. Заварицким (1927). Породы гранитного ряда отвечают «розовым и беловатым гранитам», граносиенитового — «красным гранитам», а гранодиоритового — группе гранодиоритов, кварцевых диоритов и тектитовых гранито-диоритов. Из последней группы нами выделены «бескварцевые диориты» (габбро и габбро-диориты) и «породы меланократовых обособлений», которые отнесены к первой интрузивной фазе. Кроме того, в породы гранодиоритового ряда включены трондемиты и альбитовые плагиограниты.

Породы гранитного ряда представлены розовато-серыми и розовыми гранитами. В верхних горизонтах массивов крупность зерна составляет 0,5—2,0 мм, а с глубиной возрастает до 3—5 мм. Эти цифры относятся в основном к кварцу и щелочному полевому шпату. Размер плагиоклазовых зерен остается в пределах 2—5 мм. Это приводит к тому, что порфировидные структуры появляются только в относительно мелкозернистых разновидностях гранитов. Порфировидные выделения представлены олигоклазом и в редких случаях альбит-олигоклазом. Структура пород гранитная, реже грубая микропегматитовая с переходами в гранитную. Из темноцветных минералов преобладает роговая обманка. В бедных плагиоклазом микропертитовых гранитах наряду с роговой обманкой широко развит биотит. В разностях, переходных к гранодиоритам, иногда появляется пироксен (в северной части Куйбасовского массива, на горе Березовой). Размеры зерен фемических минералов в несколько раз меньше, чем у салических, количество их невелико, и в целом граниты являются лейкократовыми (см. табл. 7). Состав плагиоклаза соответствует в большинстве случаев № 16—20, щелочные полевые шпаты представлены калиево-натриевыми разностями (микропертитами) состава  $Or_{55}Ab_{40}An_5$ . Породы гранитного ряда характеризуются относительной равномерностью и постоянством

состава и структуры на значительных участках. Все изменения в них происходят постепенно и плавно. В области крутых эндоконтактов граниты обычно тесно ассоциируют с гранодиоритами, трондьемитами и кварцевыми диоритами и в переходных разностях приобретают значительную неоднородность.

В Московском массиве развиты мелкозернистые, бедные плагиоклазом микропертитовые биотит-рогообманковые и биотитовые граниты, слагающие центральную часть массива.

Породы граносиенитового ряда представлены граносиенитами и в подчиненном количестве гранитами. Это характерные розовато-красные или кирпично-красные породы, в отличие от гранитов почти всегда порфировидной структуры, образованной зернами альбита № 6—10 размером 2—5 мм удлиненно-таблитчатой формы. Олигоклаз, характерный для гранитов, в граносиенитах имеет подчиненное развитие. Структура пород в большинстве случаев микропегматитовая. Граносиенитовый микропегматит по рисунку резко отличается от гранитного своей тонкостью и правильностью, что было отмечено А. Н. Заварицким (1927). Вследствие стабильности соотношения кварца и щелочного полевого шпата в микропегматите, состав пород обычно определяется количественным соотношением плагиоклаза и микропегматита. При значительном уменьшении микропегматита породы местами переходят в кварцевые сиениты. Количество калиево-натриевого полевого шпата при этом убывает в меньшей степени, чем количество кварца, так как первый выделяется в виде кайма вокруг плагиоклаза. Кварцевые сиениты развиты в очень небольшом количестве и самостоятельного значения не имеют. Темноцветные минералы представлены в основном роговой обманкой, биотит встречается очень редко, а пироксен практически отсутствует.

Как и граниты, большая часть граносиенитов имеет лейкоократовый характер. За исключением плагиоклаза состав остальных главных минералов в граносиенитах такой же, как и в гранитах. Текстуры пород обычно массивные, но местами наблюдаются нечеткие ориентированные текстуры, обусловленные расположением плагиоклаза. В западном эндоконтакте Куйбасовского массива граносиениты местами содержат миаролитовые пустоты размером до 5—6 мм, выполненные кварцем, часто с эпидотом и альбитом.

Гранодиориты и кварцевые диориты, связанные с породами граносиенитового ряда, развиты значительно меньше, чем гранодиориты и диориты, связанные с гранитами.

Отмеченные признаки характерны для гранитов и граносиенитов массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Преобладающие в Московском массиве порфировидные граниты и граносиениты занимают промежуточное положение между породами гранитного и граносиенитового рядов. Это розовые, розовато-красные и красные резко порфировидные породы. Порфировидные выделения (стр. 59) размером до 10 мм в отличие от граносиенитов Магнитогорского и Куйбасовского массивов представлены олигоклазом или даже андезином. Структура пород обычно микропегматитовая. Микропегматит имеет грубое строение и часто сменяется участками гранитной структуры, по рисунку он больше напоминает гранитный микропегматит. По составу темноцветных минералов выделяются роговообманковые и биотит-рогообманковые разности.

Наибольшим разнообразием отличаются породы гранодиоритового ряда, среди которых выделяются плагиограниты, трондьемиты, гранодиориты, кварцевые диориты.

Плагиограниты — белые, серые и розовато-серые породы, состоящие из кварца, альбита и роговой обманки. Для них характерна пятнистая текстура, обусловленная разной зернистостью или распределением минералов.

Переходы между пятнами постепенные и плавные. Структура пород гипидиоморфозернистая.

Трондьемиты отличаются от плагиогранитов тем, что плагиоклаз в них представлен олигоклазом № 16—20. Это белые или розовато-серые среднезернистые породы (2—3 мм), образующие в основном каймы на контакте гранитов с гранодиоритами, диоритами или диоритизированными габбронодулитами мощностью от нескольких сантиметров до 2—5 м. Часто трондьемиты постепенно переходят в гранодиориты, и в этом случае границу между породами трудно провести, поскольку четко выделяются лишь крайние члены.

Гранодиориты и кварцевые диориты всегда встречаются совместно и связаны друг с другом переходами. Наличие многочисленных переходных типов затрудняет выделение пород, но крайние типы в ряду гранодиорит — кварцевый диорит резко различаются.

Для этих пород характерны такситовые текстуры, обусловленные наличием ксенолитов самого разнообразного состава, представляющих собой габбро, в различной мере ассимилированное и переработанное гранитной магмой. Иногда количество ксенолитов настолько велико, что породы переходят в эруптивные брекчии, в которых многочисленные обломки габбро или кварцевых диоритов скреплены гранодиоритами, трондьемитами или гранитами. Породы характеризуются неравномерной зернистостью. В пределах одного образца крупность зерна может меняться от долей миллиметра до 2—3 мм. Тонкозернистые участки обычно более меланократовые и представляют собой реликты переработанных роговиков по габбронодулитам. Кроме того, неоднородность пород подчеркивается и распределением минералов. Наиболее неравномерно распределены темноцветные минералы, которые часто образуют скопления, группируясь в неправильные или прожилковидные участки. Подобные структурные и конституционные такситы обычно встречаются в «гранито-диоритах». Крупные тела гранодиоритов и кварцевых диоритов, подобные шлиру на горе Большой Куйбас, более однородны. Состав пород в них колеблется от гранодиорита до кварцевого диорита и изменяется плавно и постепенно. Структура пород большей частью гипидиоморфозернистая, в гранодиоритах — гранитная. В гранодиоритах и трондьемитах изредка встречаются микропегматитовые разности.

Преобладающим темноцветным минералом является роговая обманка, реже (главным образом в кварцевых диоритах) отмечается моноклинный пироксен. Плагиоклаз резко зональный, с ядром, отвечающим лабрадору, и краевой частью, сложенной олигоклазом. Количество калиево-натриевого полевого шпата колеблется в широких пределах, но его всегда значительно меньше, чем в гранитах и граносиенитах. Количественный минеральный состав пород второй интрузивной фазы приведен в табл. 7.

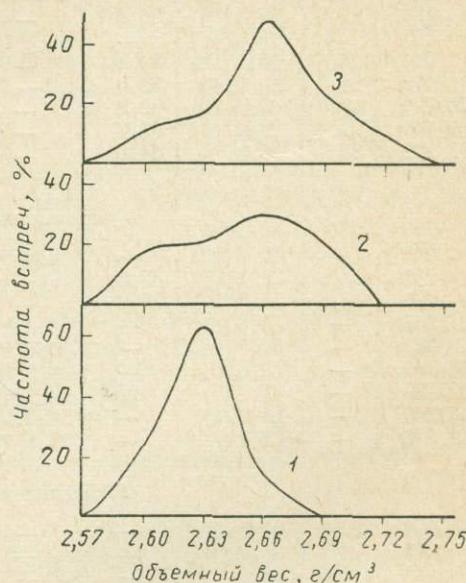


Рис. 12. Кривые распределения объемного веса гранитоидов.

1 — граниты глубоких горизонтов массива горы Магнитной (скв. 810, 808, 88 замеров); 2 — граносиениты в кровле Куйбасовского массива (скв. 886, 44 замера); 3 — граносиениты Московского массива (скв. 882, 57 замеров).

Таблица 7

## Количественный минеральный состав пород второй интрузивной фазы, об. %

№ образца	Кварц	Плагиоклаз и его номер	Перит	Микропегматит	Темноцветные					Рудные	Прочие
					Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Суммарно			
<i>Гранитный ряд</i>											
17*	27,0	30,0 (16)	39,2**	—	—	2,2	0,6	—	1,0	—	
19*	—	35,6 (18)	—	60,5***	—	—	—	2,9	1,0	—	
21*	24,0	40,0 (18)	30,8	—	—	4,4	—	—	0,8	—	
22*	24,2	39,5 (16)	32,0	—	—	3,6	—	—	0,7	—	
326/220	29,4	5,0 (20)	62,3	—	—	2,0	—	—	1,3	—	
289/266	27,8	9,0 (18)	62,0	—	—	0,7	—	—	0,5	—	
291/299	35,9	6,6	54,0**	—	—	—	—	2,6	0,9	—	
<i>Граносиенитовый ряд</i>											
24*	—	36,4 (10)	—	60,0***	—	1,2	—	—	1,5	0,9	
27*	13,0	39,1 (9)	36,0	—	—	10,1	—	—	1,6	0,2	
28*	11,8	35,8 (10)	36,2	—	—	13,2	—	—	1,4	0,6	
305/241	—	31,8 (8)	—	65,5***	—	—	—	2,2	0,5	—	
324/206	—	53,8 (6)	—	36,7***	—	—	—	7,1	1,4	1,0	
268/200	—	59,8 (9)	—	35,6***	—	—	—	2,1	0,8	1,7	
266/327	—	47,9 (6)	2,0	47,1***	—	1,1	—	—	1,9	—	
266/334	—	55,1 (8)	—	36,3***	—	—	—	6,9	1,1	0,6	
318/208	—	52,7 (7)	—	37,5***	—	—	—	9,0	0,7	—	
<i>Гранодиоритовый ряд</i>											
29*	27,0	68,5 (0)	—	—	—	—	—	1,0	—	3,5	
30*	24,5	65,9 (0)	—	—	—	1,2	—	—	—	8,4	
31*	4,0	65,0	—	—	—	—	—	—	—	31,0****	
32*	—	64,5 (4)	—	24,0***	—	11,0	—	—	0,5	—	
33*	12,0	77,0 (5)	—	—	—	8,6	—	—	1,4	1,0	
36*	15,0	65,0 (20)	8,2	—	—	8,4	—	—	2,9	0,5	
39*	8,0	65,0	8,4	—	3,5	10,5	—	—	4,0	0,6	
40*	4,5	64,9 (18)	6,0	—	—	21,1	—	—	2,3	1,2	
41*	7,0	60,7	1,4	—	15,5	6,9	4,0	—	4,5	—	
42*	16,6	69,8 (18)	4,2	—	1,2	6,8	—	—	0,4	1,0	
43*	10,3	68,0 (16)	4,5	—	—	14,8	—	—	1,8	0,6	
286/306	16,7	54,0 (20)	8,0	—	14,8	—	—	—	3,0	1,5	
289/295	12,9	57,4 (24)	7,6	—	1,7	18,3	—	—	1,7	0,4	
290/271	6,4	66,4	3,6	—	0,7	19,1	—	—	3,8	—	
230/324	2,4	68,4	2,6	—	2,3	19,3	—	—	3,8	1,2	
326/206	2,1	76,7	—	—	6,9	10,3	—	—	3,0	1,0	

*Гранитоиды Московского массива*

45*	—	16,0	22,5	56,0***	—	4,0	—	—	1,5	—	
46*	—	30,5	—	64,4***	—	3,9	—	—	1,2	—	
239/150	33,1	—	65,0**	—	—	—	0,6	—	1,3	—	
267/158	26,5	—	73,5**	—	—	—	—	—	—	—	
47*	17,1	55,9 (9)	22,3	—	—	4,0	—	—	0,7	—	
48*	13,1	48,6	22,5	—	—	6,5	1,0	—	2,0	6,3	
49*	17,0	49,5	23,2	—	—	3,1	2,5	—	1,8	2,9	
50*	3,0	78,0	—	—	—	15,0	—	—	2,6	1,4	
51*	—	79,0	7,0	—	—	12,5	—	—	1,5	—	

\* Местоположение и характеристика образцов даны в пояснении к табл. 19.

\*\* Состав перита в табл. 13.

\*\*\* Состав микропегматита в табл. 14.

\*\*\*\* Кальцит и цеолиты.

Устойчивость минерального состава в пределах выделенных групп пород наглядно иллюстрируется кривыми объемного веса, составленными по отдельным, наиболее характерным скважинам (рис. 12). Наименьшие колебания обнаруживает объемный вес пород гранитного ряда из глубоких горизонтов массива, что соответствует наблюдаемому однородному составу пород. Граниты и граносиениты Московского массива (скв. 882) характеризуются примерно такими же вариациями объемного веса, как и породы граносиенитового ряда Куйбасовского массива (скв. 886). Наибольшие колебания, естественно, наблюдаются в объемном весе пород гранодиоритового ряда (см. рис. 48).

Жильные породы, генетически связанные со второй интрузивной фазой, относятся к гранит-порфирам и аплитам. Наиболее распространены гранит-порфиры, представляющие собой розовые или розовато-красные эвпорфировые породы с вкрапленниками альбита или олигоклаза, реже кварца. Структура основной массы микрогранитная, микропойкилитовая, изредка сферолитовая. Плагиоклаз в составе основной массы почти не встречается, он весь выделяется в виде фенокристаллов. В равномернозернистых породах (аплитах и микрогранитах) плагиоклаз практически отсутствует, они состоят из кварца и щелочного полевого шпата.

Характерным вторичным изменением гранит-порфиров является альбитизация, в результате которой породы превращаются в альбитовые плагиогранит-порфиры, полностью лишенные калиевого полевого шпата (см. табл. 19, обр. 54, 55). Наиболее развиты альбитовые плагиогранит-порфиры в районе горы Магнитной (см. рис. 3, 17, 24).

#### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

**Куйбасовский массив.** Породами первой интрузивной фазы сложено 9% площади массива. Большая часть габбро приурочена к северной части массива, где залегает в виде трех изолированных тел в районе месторождения Малый Куйбас.

Два восточных тела имеют штокообразную форму с пологой апикальной частью кровли. Падают они на запад (рис. 13). Габбро рассекаются дайками перитовых гранитов и в контакте с ними скарнированы. Очевидно, эти штоки представляют собой остатки крупного интрузива габбро, который южнее фиксируется полосой эруптивных брекчий габбро и габбро-диабазов в восточном контакте массива. Эруптивные брекчи прослежены полосой шириной 50—500 м до широты горы Большой Куйбас (см. рис. 2). Они представлены габбро, габбро-диабазами и реже габбро-диоритами, расчлененными густой сетью гранитных, гранодиоритовых или трондьемитовых прожилков, так что порода представляется состоящей из остроугольных обломков габброидов самых разнообразных размеров (от 1—3 см до нескольких метров), сцементированных гранитом, трондьемитом или гранодиоритом (см. рис. 14).

В результате взаимодействия гранитов и габброидов отдельные обломки превращаются в кварцевые диориты, а цемент приобретает гранодиоритовый или трондьемитовый состав. С севера на юг степень ассилияции габбро возрастает, и южнее широты горы Большой Куйбас количество габбровых обломков сокращается вплоть до полного их исчезновения, а породы представляют собой диориты с густой сетью прожилков гранитов (типа «гранито-диоритов» А. Н. Заварicкого). Подобные породы узкой полосой прослежены вдоль всего восточного, южного и юго-западного контактов массива (см. рис. 2). Они же зафиксированы и к западу от полосы эруптивных брекчий, где развиваются на контакте последних со слабо контамированными гранитами и граносиенитами.

Чёткая приуроченность эруптивных брекчий к восточному контакту Куйбасовского массива, который является тектоническим и связан с разломом, свидетельствует о том, что габбро, первично слагавшее эту полосу, также внедрилось вдоль разлома. Тектонические подвижки, предшествовавшие внедрению гранитоидов, привели к интенсивному дроблению габбро, а затем трещины были заполнены гранитной магмой. Формы эруптивных брекчий, когда из отдельных обломков габбро мысленно могут быть

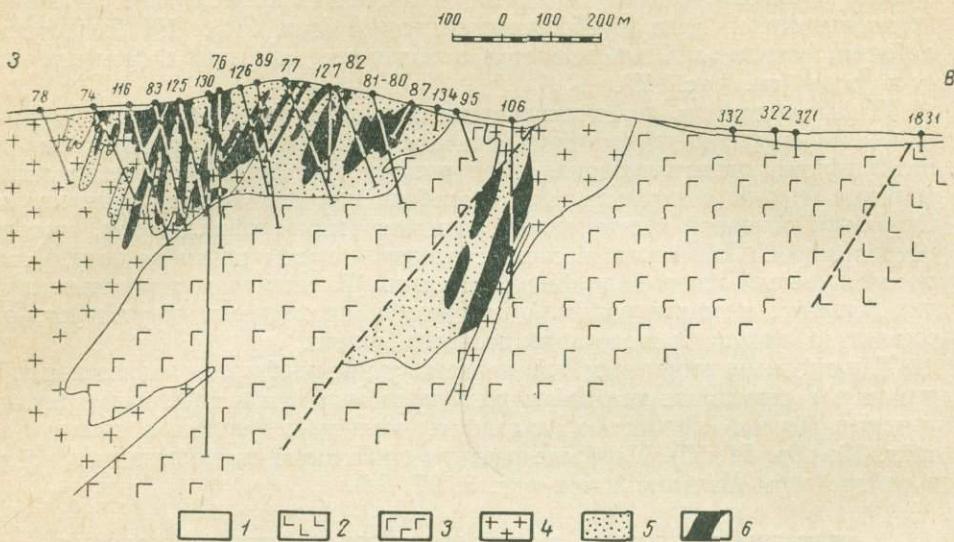


Рис. 13. Разрез по месторождению Малый Куйбас.

1 — нансы; 2 — липаритовые порфиры; 3 — габбро; 4 — граниты и граносиениты; 5 — роговники; 6 — скарны и магнетитовые руды (по Д. И. Булатову)

«собраны» более крупные обломки (рис. 14), убедительно подтверждают вероятность именно такого механизма образования эруптивных брекчий.

О первичных условиях залегания габброидного массива, представленного в настоящее время эруптивными брекчиями и «гранито-диоритами», мало данных. Характер магнитного поля и приуроченность к восточному контакту массива позволяют предполагать крутое падение габбро на запад под углом 60—70°, т. е. согласно с падением контакта массива. Это предположение подтверждается и залеганием габбро на горе Малый Куйбас. По данным количественной интерпретации магнитного поля, проведенной Н. В. Хохряковым, полоса «гранито-диоритов» в южном контакте массива согласно с плоскостью контакта круто падает на юг (см. рис. 7).

Три небольших тела габбро отмечены в западном контакте Куйбасовского массива. Из них северное, расположенное примерно 3 км западнее месторождения Малый Куйбас, приурочено к контакту граносиенитов с грубообломочными андезито-трахитовыми туфами и прослежено на запад от массива во вмещающих породах в виде пластообразной залежи на границе диабазовой и андезитовой толщ (см. рис. 2). Под углом 30—40° залежь падает на север, где она подсечена скв. 910. Интересно отметить, что, как и в районе пос. Верхне-Кизильского, южнее пос. МОС и на рудн. Дальнем, габбро здесь сопровождается более молодыми липаритовыми порфирями, дайки которых отмечались в скв. 910.

Две другие габбровые залежи располагаются в центральной и южной части западного эндоконтакта массива в виде полос, параллельных контакту и вытянутых вдоль него на 1700—2000 м при ширине до 100 м.

Гранодиориты и кварцевые диориты наиболее развиты в северной и центральной части массива, а также в его восточном эндоконтакте. Большой частью они настолько тесно ассоциируют с гранитами, что показать их распространение даже на детальной геологической карте невозможно. Поэтому в каждом контуре распространения гранодиоритов и кварцевых диоритов много гранитных тел. Наиболее пестрые по составу участки отвечают контуру 24 (см. рис. 2) и соответствуют «гранито-диоритам» А. Н. Заварницкого. В пределах таких участков диориты и кварцевые диориты обособляются в виде тел самой разнообразной формы и размеров (от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров). Мелкие участки диоритов и гранодиоритов обычно не обнаруживают закономерной ориентировки, а более крупные большей частью вытянуты согласно с общей вытянутостью массива. Характерен в этом отношении шлир на горе Большой Куйбас, вытянутый в северо-восточном направлении на 3 км при ширине до 400 м. Шлир довольно однороден по составу и сложен в основном среднезернистыми кварцевыми диоритами, местами переходящими в гранодиориты. Он расечен дайками мелкозернистого гранита с диоритовыми ксенолитами. Дайки имеют

такое же простирание, как и шлир, и падают на запад под углом 60—80°.

Гранодиориты и кварцевые диориты, залегающие в западной части массива среди граносиенитов, обладают рядом свойственных граносиенитам особенностей: часто имеют порфировидную структуру, среди них распространены микропегматитовые разности, темноцветные представлены только роговой обманкой, а плагиоклаз часто имеет состав альбита № 6—10. Брекчиивидные разности здесь редки, и взаимоотношения пород в основном характеризуются постепенными переходами. В целом с севера на юг количество гранодиоритов и кварцевых диоритов в пределах массива сокращается. Подробное описание переходов гранитов в гранодиориты и диориты и обсуждение генезиса последних приведено в главе четвертой.

Породы гранитного ряда в Куйбасовском массиве развиты в его юго-восточной части, где они образуют полосу, вытянутую согласно с общей вытянутостью массива. От гранитов отходят многочисленные апофизы в расположенные восточнее «гранито-диориты». Простирание более крупных апофиз северо-восточное (как и массива в целом). Примером может служить мощная гранитная дайка в восточном контакте массива, вытянутая вдоль него на 5 км при ширине 50—100 м. Совпадение простирания даек гранита и полосы габбровых эруптивных брекчий и «гранито-диоритов» с общей вытянутостью массива, а также с простиранием всех остальных слагающих его пород — яркий пример внедрения разновозрастных интрузивных по-

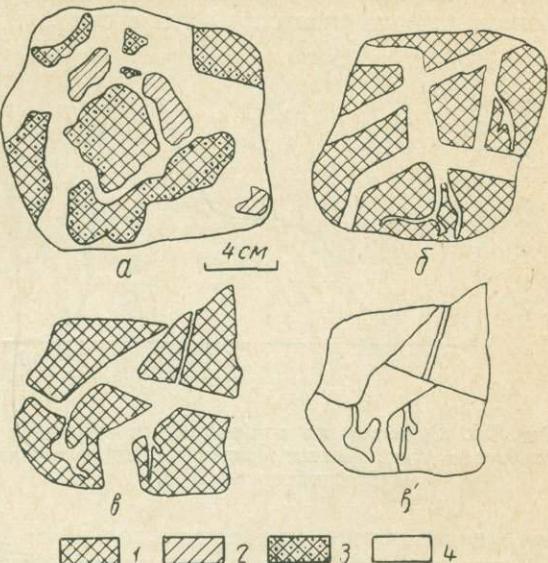


Рис. 14. Зарисовки образцов эруптивных брекчий.  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  — образцы,  $\delta'$  — образец  $\delta$  до дробления (реконструкция); 1 — габбро-диабаз; 2 — кварцевый диорит; 3 — ороговикованые габбронды; 4 — гранит.

род вдоль одних и тех же тектонически ослабленных зон и неоднократного возобновления подвижек в тектонической зоне, послужившей магматической камерой для массива. Мелкие дайки гранитов не обнаруживают какой-либо закономерной ориентировки и выполняют трещины в раздробленных породах.

Породы граносиенитового ряда наиболее развиты в западной части массива и слагают его кровлю. Граносиениты, иногда с плагиогранитным уклоном, широко распространены в северной части массива, где часто постепенно переходят в гранодиориты и кварцевые диориты.

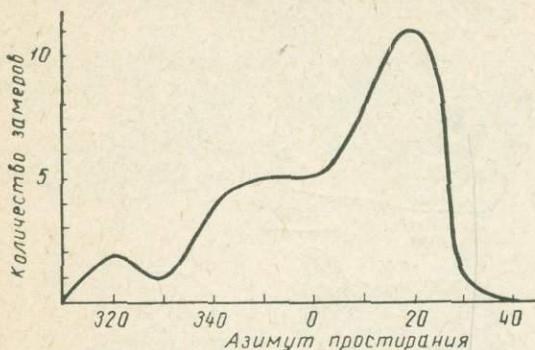


Рис. 15. Ориентировка порфировидных выделений альбита в граносиенитах западного эндоконтакта Куйбасовского массива.

затрудняет точное определение величины зерна, и приводимые цифры относятся к тем зернам кварца и щелочного полевого шпата, которые не срастаются между собой. Подобные краевые фации отмечены и южнее (см. контур 21 на рис. 2). К востоку они здесь постепенно сменяются более крупно-зернистыми гранитами и граносиенитами. Переход этот детально изучен, так как местность хорошо обнажена. С запада на восток крупность зерна постепенно возрастает от 0,1—0,5 до 1—2 мм. Размеры порфировидных выделений плагиоклаза при этом меняются очень мало (от 1—1,5 до 1,5—3 мм). Изменяется и рисунок преобладающей в породах микропегматитовой структуры. В более мелкозернистых разностях она тонкая и правильная, а к востоку становится более грубой и неправильной и образует частые переходы в гранитную. Параллельно несколько меняется состав плагиоклаза: на западе в более мелкозернистых разностях преобладает альбит № 6—10, а восточнее все в большем количестве появляется олигоклаз № 16—20, окруженный каймами пертита. В целом структура пород становится более равнозернистой.

Местами в граносиенитах наблюдаются ориентированные текстуры, обусловленные субпараллельным расположением таблитчатых порфировидных выделений плагиоклаза. Во всех обнажениях, где подобные текстуры наблюдались, зерна плагиоклаза имеют средний азимут простирания 10—20° при падении, близком к вертикальному. Представление о степени ориентировки плагиоклаза в породах дает диаграмма (рис. 15), по ней можно судить о точности замеров. Все замеры ориентированных текстур (восемь обнажений) относятся к западному эндоконтакту массива. Замеры оптических осей кварца в шлифах из тех же обнажений показали отсутствие ориентировки. Восточнее, с появлением более равнозернистых структур ориентировка проявлена хуже и не может быть замерена достаточно точно.

Трещинная тектоника массива отражает отмеченные особенности его внутреннего строения. На круговых диаграммах трещин отдельности

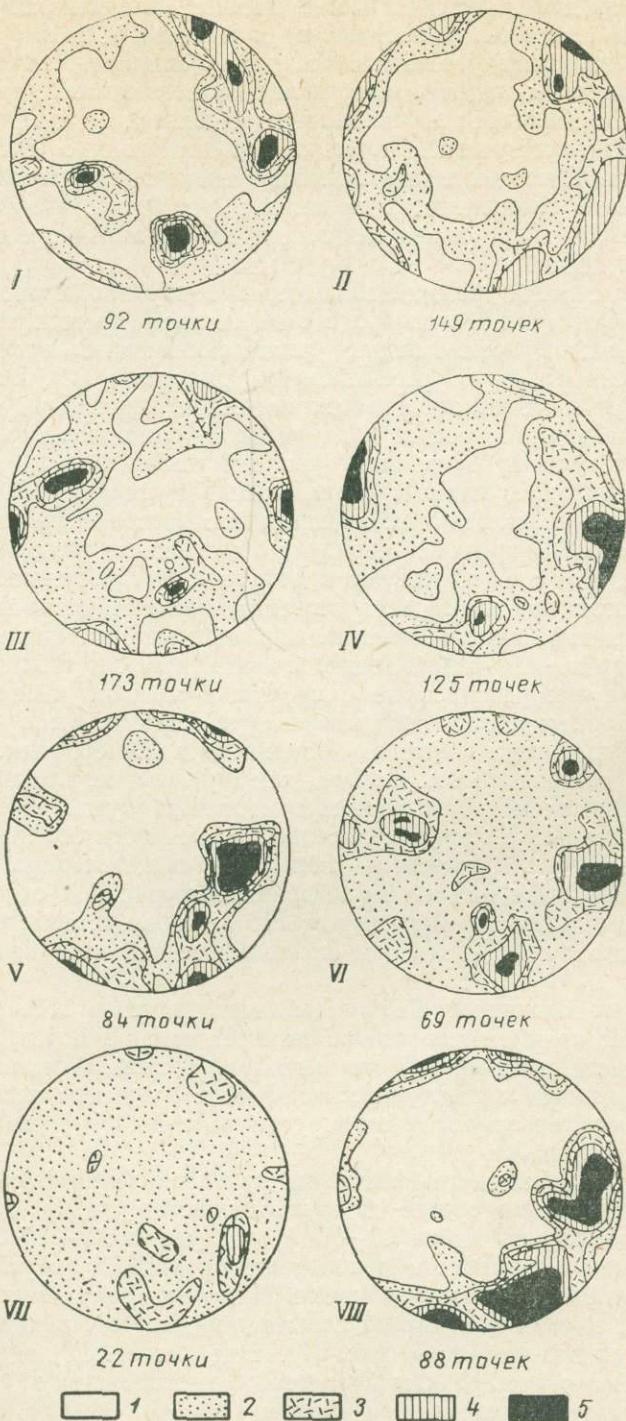


Рис. 16. Диаграммы трещин отдельности Куйбасовского массива по отдельным участкам.

Плотность точек: 1 — менее 0,5%; 2 — 0,5—2,0%; 3 — 2—3%; 4 — 3—4%; 5 — более 4%. Номера диаграмм те же, что на рис. 2.

(рис. 16), которые составлены по массовым замерам наиболее четко выраженных трещин для отдельных частей массива, выделяются крутопадающие трещины северо-северо-восточного и меридионального простирания, отвечающие общей вытянутости массива и всех слагающих его пород. С запада на восток углы падения этих трещин увеличиваются, и в восточной части массива преобладают вертикальные трещины (диаграммы V, VI, IV). В грубой схеме эти трещины нормальны по отношению к сводообразной кровле массива. Совпадение направления трещин с ориентировкой плагиоклазовых зерен в граносиенитах свидетельствует о том, что они относятся к продольным. В габбро и кварцевых диоритах с этими трещинами связаны гранитные дайки.

Огнечленная система трещин наблюдается в породах и первой и второй интрузивных фаз, причем в габбро с этой системой трещин связаны дайки гранита. В западной и юго-западной части массива вдоль этих трещин граниты и граносиениты грубо рассланцованны (диаграмма V). Все эти данные свидетельствуют о неоднократном тектоническом обновлении трещин.

Элементы залегания трещин в диоритах и гранодиоритах существенно отличаются от таковых в гранитах (см. диаграммы I и II). В диоритах и гранодиоритах преобладают вертикальные трещины преимущественно северо-западного простирания, совпадающие с простираем массива в северной его части. В гранитах наряду с отмеченными трещинами наблюдаются и такие, которые отсутствуют в диоритах. Это свидетельствует о том, что для гранитов они являются прототектоническими. Наиболее отчетливо такие трещины выражены в юго-западной части массива (диаграмма VIII). Продольным трещинам, совпадающим с ориентировкой таблиц плагиоклаза, отвечают субмеридиональные с крутым восточным падением. С ними совпадает и ориентировка отдельных шлиров гранодиоритов и кварцевых диоритов. Субширотные трещины относятся к поперечным. Вследствие того, что эта система не так сильно, как продольные, подчеркнута тектоническими подвижками, она выражена несколько хуже.

Ориентированные текстуры в массиве, особенности его трещинной тектоники, ориентировка шлиров и ксенолитов свидетельствуют о близком к вертикальному движении магмы во время интрузии. На основании структуры вмещающих пород, формы массива и особенностей его внутреннего строения можно предполагать, что кровля массива имеет сводовый характер.

**Массив горы Магнитной.** Габбро занимает примерно 11 % площади массива. Наиболее крупное тело габбро залегает на горе Березовой, в восточном эндоконтакте массива, где оно вытянуто в субмеридиональном направлении параллельно контакту массива. Резкие градиенты магнитного поля над габбро свидетельствуют о его крутом залегании, что подтверждают и данные буровых работ.

В западном экзоконтакте массива на рудопроявлении Березки зафиксирована крупная дайка средне- и крупнозернистого габбро, выполняющая зону сброса. Мощность дайки 60—80 м, под углом 60—70° она падает на восток. Так же ориентирована и полосчатость в габбро, обусловленная линейной ориентировкой роговой обманки. На юге дайка срезается гранитами горы Узянка, внутри которых прослежена по скв. 801 в виде эруптивных брекчий и «гранито-диоритов» (рис. 17). Еще южнее эта же дайка наблюдается в западном карьере Магнитогорского месторождения, где она также выполняет зону меридионального сброса.

На юго-восточном склоне горы Магнитной, в южной части рудн. Дальнего залегает крупный силл диоритов, переходящих в габбро-диабазы, который перекрывается силловой залежью липаритовых порфиров (описаны в части I). Породы, перекрывающие диориты, эродированы, и наблюдаемая мощность силла не превышает 50 м. Многочисленные апофизы, отходящие

от силла, образуют дайки в рудоносной зоне рудн. Дальнего. Эти дайки полностью аналогичны жильным породам западного карьера, что подтверждает точку зрения А. Н. Заварицкого о генетическом единстве габбро, жильных пород горы Магнитной и диоритов ее юго-восточного склона.

Породы гранитного ряда обнажены на горе Узянка, в западном эндоконтакте на широте горы Березовой и в восточной части массива. Породы характеризуются однородным составом и структурой. Средняя величина зерна составляет 1—2 мм. В более мелкозернистых разностях отмечается

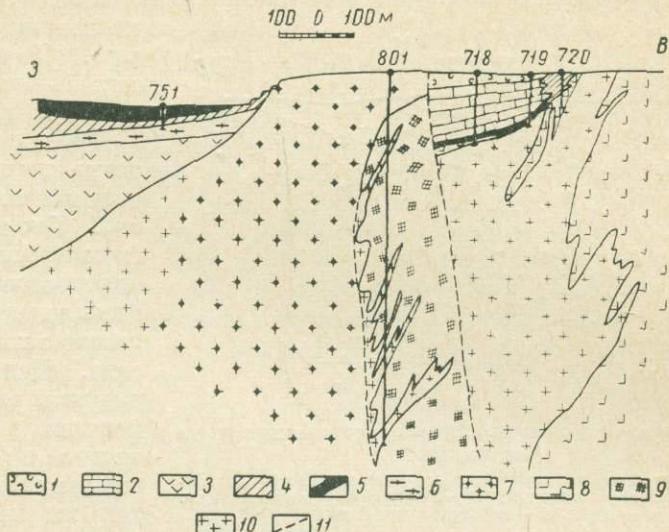


Рис. 17. Разрез по южной обнаженной части массива горы Магнитной.

1 — брекчия кислого состава; 2 — известняки; 3 — пироксен-плагиоклазовые порфириты; 4 — скарны; 5 — магнетитовые руды; 6 — плагиогранит-порфириты; 7 — биотит-роговообманковые граниты; 8 — гранодиориты и кварцевые диориты; 9 — эруптивные брекчии габбро-диабазов, троидемиты, гранодиориты, кварцевые диориты и граниты; 10 — роговообманковые граниты; 11 — предполагаемый контакт дайки габбро-диабазо.

порфировидная структура. Глубокими скв. 807, 808, 810 граниты были встречены на глубине 350—1300 м, где они представлены среднезернистыми разностями (3—5 мм). Увеличение крупности зерна с глубиной происходит постепенно, о чем свидетельствуют наблюдения по скв. 810 (Ферштатер, 1963). Таким образом, мелкозернистые граниты, обнаженные на поверхности, являются фациями более крупнозернистых гранитов, залегающих в глубоко сформированных частях массива. Помимо зернистости с глубиной меняется и структура пород. В гранитах верхних горизонтов массива наряду с гранитной часто отмечается и грубая микропегматитовая структура, а с глубиной последняя исчезает. Одновременно несколько уменьшается количество кварца и калиевого полевого шпата (на 1—2%) и возрастает количество роговой обманки, исчезает биотит. Соответственно меняется и химический состав: с глубиной уменьшается содержание  $K_2O$  и степень окисления железа (см. табл. 21 и 22).

Породы граносиенитового ряда в массиве горы Магнитной слагают вытянутое в меридиональном направлении тело, образующее северный отрог массива на горе Близнецы. Контактовые зоны этого тела плохо обнажены, поэтому взаимоотношения с гранитами здесь остались невыясненными. Обнаженные на поверхности граносиениты представлены микропегматито-

выми порфировидными разностями, которые на глубине сменяются более равнозернистыми породами со структурой, переходной от микропегматитовой к гранитной. Этот переход был изучен по многим разведочным скважинам на Димитровском месторождении. Граносиениты, встреченные на глубине около 300 м скв. 831, 839 (обр. 27, 28, см. табл. 7 и 19), отличаются от развитых на поверхности именно отмеченными выше структурными особенностями. В скв. 731 граносиениты встречены на глубине 425 м и представлены исключительно разностями с гранитной структурой. Местами постепенно граносиениты переходят в кварцевые сиениты за счет уменьшения

количества микропегматита. Однако в целом состав пород довольно устойчив и однообразен.

Гранодиориты и кварцевые диориты наиболее развиты на горе Березовой. Как и в Куйбасовском массиве, тела гранодиоритов и диоритов здесь залегают грубо согласно с контактами массива. Например, шлирдиорит, расположенный недалеко от контакта массива на юго-западном склоне горы Березовой, так же как и контакт массива, падает на юг

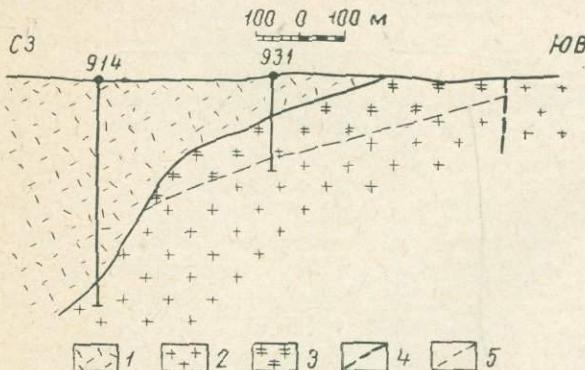


Рис. 18. Разрез по северо-восточной части массива горы Магнитной.

1 — ороговиканые вулканические брекции основного состава;  
2 — роговообманковые граниты; 3 — альбитовые плагиограниты;  
4 — сброс; 5 — нерезкие контакты.

под углом 80°. Контакт массива на широте вершины горы Березовой падает на запад. Падение плоскости контакта гранитов и диоритов здесь также западное под углом 80°. Однако в целом необходимо отметить, что по сравнению с Куйбасовским массивом гранодиориты и кварцевые диориты образуют в плане менее правильные тела.

В кровле массива широко развиты альбитовые плагиограниты, встречающиеся скв. 807, 810, 743, 744 и другими в его южной погребенной части и скв. 931 в северо-восточной части (рис. 18). Мощность плагиогранитов колеблется от 15 м в скв. 807, где они были встречены на максимальной глубине, до 140 м и более в тех участках кровли, которые формировались на меньшей глубине.

В массиве горы Магнитной преобладают субширотные трещины отдельности с крутым южным падением, параллельные южному контакту массива (см. рис. 22, диаграмма IX). Такое же направление здесь имеет вытянутость гранитов горы Узянка и отдельных тел гранодиоритов и кварцевых диоритов. На южном склоне горы Березовой в эндоконтактах тела кварцевого диорита параллельно отмеченным трещинам наблюдаются многочисленные жилки гранита. Эти данные позволяют считать широтные трещины массива горы Магнитной аналогичными по генезису субмеридиональным трещинам Куйбасовского массива.

Как будет показано ниже, гранодиориты, кварцевые диориты, трондемиты, плагиограниты и частично граносиениты имеют ассилияционное происхождение и образуются в результате взаимодействия гранитов с породами первой интрузивной фазы и вмещающими породами. Они образуют ассилияционный ореол массива, в составе и строении которого отмечается ряд закономерностей, которых мы касались ранее (Ферштатер, 1963). В ассилияционном ореоле массивов горы Магнитной и Куйбасовского вы-

деляются две зоны: гранодиоритовая и плагиогранитная. Первая из них сложена трондьемитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а вторая — плагиогранитами и граносиенитами. Гранодиоритовая зона асимиляции развита в областях секущих эндоконтактов массивов, которые формировались в зонах прединтрузивных разломов, чем и обусловлен пестрый состав слагающих ее пород, их крутой залегание, обилие ксенолитов и некоторые другие особенности.

Плагиогранитная зона приурочена к апикальным частям кровли массивов. Она характеризуется отсутствием брекчевидно-такситовых текстур и плавными постепенными переходами между слагающими ее породами. Мощность этой зоны зависит от глубины формирования кровли: чем больше глубина, тем, при прочих равных условиях, меньше мощность плагиогранитов. В этом находит отражение общая тенденция асимиляционных процессов к затуханию с глубиной, которая отчетливо проявляется не только в плагиогранитной зоне, но и в гранодиоритовой. В последней это приводит к тому, что степень асимиляции габбро уменьшается и начинают преобладать породы чистой линии — граниты и габбро. Например, в скв. 801, которая вскрыла разрез гранодиоритовой зоны на глубину более 1000 м, количество гранодиоритов и кварцевых диоритов с глубиной постепенно уменьшается с соответствующим увеличением количества неизмененных габро-диабазов при довольно однообразной насыщенности разреза гранитами (Ферштатер, 1963, рис. 4).

Яркое доказательство затухания асимиляционных процессов — увеличение степени однородности массивов с глубиной. Наиболее детально в этом отношении изучен массив горы Магнитной. В обнаженной своей части он характеризуется очень пестрым составом. Погребенные же его части по данным многочисленных скважин значительно более однородны и сложены в основном гранитами, которые в верхней своей части в результате асимиляции и постмагматической альбитизации превращены в плагиограниты (рис. 19). Если мы мысленно представим сечение массива на расстоянии 200 м от его кровли или от земной поверхности (в тех участках, где кровля эродирована), то в этом сечении практически единственной породой останется гранит. Гранодиориты и кварцевые диориты сохранились бы только в том районе, где они обнажены, но и там количество их должно сократиться (как это следует из наблюдений по скв. 810). Если на современном эрозионном срезе гранодиориты и кварцевые диориты составляют около 20% обнаженной площади массива (см. табл. 5), то в нашем мысленном сечении они составят не более 2—3%.

На определенной глубине процессы асимиляции вообще затухают. Нижняя граница асимиляционной зоны отвечает глубине формирования в 2500—3000 м из расчета, что величина эрозионного среза составляет 1000—1500 м.

**Московский массив.** Отличается значительно более однородным составом, что затрудняет расшифровку его внутреннего строения. В составе массива породы первой интрузивной фазы отсутствуют, но в эзоконтактовых областях его развиты широко.

Наиболее крупный габро-диабазовый силл прослежен от южной оконечности пос. МОС до северной границы прилагаемой карты (см. рис. 2). Силл залегает на границе осадочной и диабазовой толщ. Он оконтурен картировочными скважинами, а на глубине подсечен скв. 887, которая подтвердила согласное положение габро-диабазов и их интрузивный характер. Последнее подтверждается, в частности, многочисленными ксенолитами вышележащих плагиоклазовых порfirитов в габро-диабазах. Мощность силла около 150 м. Он падает на запад под углом 20—30°. В контакте с Московским массивом габро-диабазы приобретают диоритовый состав и

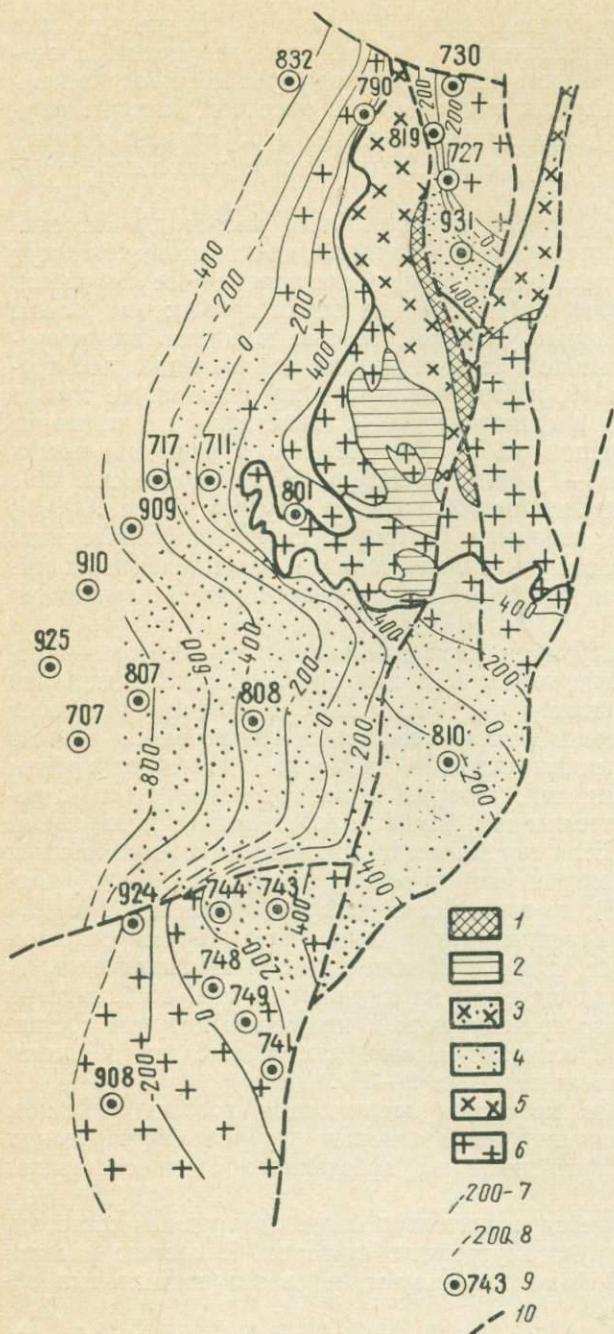


Рис. 19. Схематическая карта погребенной и обнаженной части массива горы Магнитной.

1 — габбро; 2 — гранодиориты и кварцевые диориты; 3 — плагиограниты, выходящие на поверхность; 4 — то же в погребенной части массива; 5 — граносиениты; 6 — граниты; 7 — изогипсы кровли массива установленные; 8 — изогипсы предполагаемые; 9 — скважины; 10 — тектонические нарушения. Сплошной жирной линией показан выход гранитоидов на поверхность.

говорит о форме выходов пород на поверхность. Несколько в плане ограничения имеют пологие залежи. Обычно такие неправильные в плане ограничения имеют пологие залежи.

становятся точными петрографическими аналогами диоритов юго-восточного склона горы Магнитной. Это сходство подчеркивается и геологическим положением пород: залежи имеют форму силлов, залегают на границе осадочной и диабазовой толщ и сопровождаются более молодыми липаритовыми порфирами (см. рис. 2).

На продолжении силла в Московском массиве отмечаются ксенолиты и отдельные тела кварцевых диоритов и гранодиоритов, которые, вероятно, образовались в результате ассимиляции габбро-диабазов силла. Характерна близость минерального и химического состава кварцевых диоритов, образующих ксенолиты в массиве, и диоритов, которые появляются в составе пород силла в экзоконтакте массива.

Данных о залегании шлиров диоритов и гранодиоритов мало. Немногочисленные замеры контактов их с гранитами противоречивы и не дают возможности оценить пространственное положение пород. Поэтому о нем можно говорить только на основании косвенных данных. Так как гранодиориты и кварцевые диориты располагаются на продолжении описанного силла габбро-диабазов, то для них можно предполагать такие же элементы залегания, т. е. пологое падение на запад. Об этом же

выражены в магнитном поле, что также может указывать на пологое залегание.

Среди гранитов массива выделяются две главные группы пород — порфировидные мелко- и среднезернистые граниты с граносиенитовым уклоном и мелкозернистые лейкократовые граниты. Между породами отмечаются двойственные взаимоотношения: с одной стороны, они связаны постепенными взаимопереходами, а с другой, — мелкозернистые граниты образуют секущие тела в порфировидных с ксенолитами последних (рис. 20).

Мелкозернистые граниты совершенно аналогичны основной массе порфировидных. Кристаллизация порфировидных выделений магнитогорских гранитоидов отвечает интрапетралурической фазе, т. е. происходит до внедрения в магматическую камеру (см. ниже). В связи с этим, мелкозернистые граниты рассматриваются нами как продукты кристаллизации магмы, лишенной ранее выделившихся порфировидных выделений пластика. Породы приурочены к верхним частям массива и залегают в виде пластообразных тел.

Состав гранитоидов в пределах массива меняется слабо, но закономерно. С юга на север они постепенно становятся более кислыми. В меньшей степени такая же тенденция проявляется и от периферии к центру массива: в краевых частях массива залегают роговообманковые граносиениты, а в центральной части массива они постепенно сменяются сначала биотит-роговообманковыми гранитами и граносиенитами, а затем и биотитовыми гранитами (рис. 21).

Как и в описанных выше массивах, в эндоконтактовых зонах Московского массива местами наблюдаются тонкозернистые краевые фации, представленные микропегматитовыми и сферолитовыми кварцевыми гранитами и микрогранитами (см. рис. 2).

По трещинной тектонике массив резко отличается от массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Для последнего мы отмечали, что с продольными трещинами совпадает ориентировка всех элементов внутреннего строения массива, а также направление тектонических подвижек, происходивших до, во время и после формирования массива. В Московском массиве наблюдается иная картина. В его юго-западной части (рис. 22, диаграмма XII) выделяются вертикальные трещины северо-восточного простирания, параллельные простианию контакта массива. В то же время ориентировка диоритовых шлиров не совпадает с ними, и четко выраженные трещины, параллельные диоритам, отсутствуют.

В северной части массива выделяется веер вертикальных трещин с довольно четкими максимумами северо-восточного и северо-западного простириания. Эти трещины образуют угол  $45^{\circ}$  с простирианием массива. В южной части массива выделяются полого падающие на запад пластовые трещины, совпадающие с простирианием пород, слагающих массив.

Ассимиляционный ореол массива проявлен слабо. Гранодиоритовая зона ассимиляции почти не выражена, и породы, обязанные своим проис-

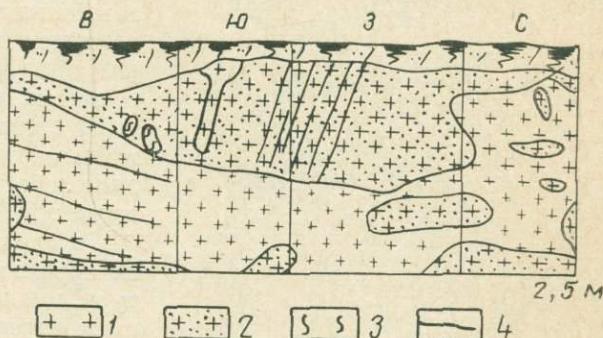


Рис. 20. Взаимоотношения мелкозернистых и порфировидных гранитов в Мссsvskом массиве (зарисовка шурфа).  
1 — мелкозернистые граниты; 2 — порфировидные граниты;  
3 — гранодиориты; 4 — трещины отдельности.

хождением асимиляции, не так разнообразны, как в массивах горы Магнитной и Куйбасовском.

Слабая насыщенность ксенолитами, грубо согласное залегание, отсутствие связи внутреннего строения с догранитной тектоникой — все это свидетельствует о внедрении массива в ненарушенную разломами складчатую структуру.

Приуроченность массивов горы Магнитной и Куйбасовского к одним и тем же тектоническим нарушениям, вытянутость их и слагающих пород грубо параллельно разломам, обилие ксенолитов, а также особенности их трещинной тектоники свидетельствуют о том, что массивы приурочены к единой тектонически активной зоне, подвижки по которой неоднократно возобновлялись. Пространственная совмещенность пород первой и второй интрузивных фаз и их залегание в единых габбро-гранитных массивах и обусловлены приуроченностью гранитов и габбро к одним и тем же длительно активным тектоническим зонам.

Московский массив внедрился в ненарушенную складчатую структуру, в которой значительные разрывные нарушения проявились уже после внедрения гранитоидов. В этой структуре габброиды залегали в виде сравнительно маломощных пластообразных заливей, в общем согласных с вмещающими породами. В массиве они фиксируются немногочисленными гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Существенно различные условия формирования массивов горы Магнитной и Куйбасовского, с одной стороны, и Московского, с другой, и определили все особенности внутреннего строения массивов и, в частности, интенсивность асимиляционных процессов и строение асимиляционного ореола. В связи с этим следует полностью согласиться с Х. М. Абдуллаевым (1954), отметившим, что «интенсивность асимиляции при магматизме зависит не только от

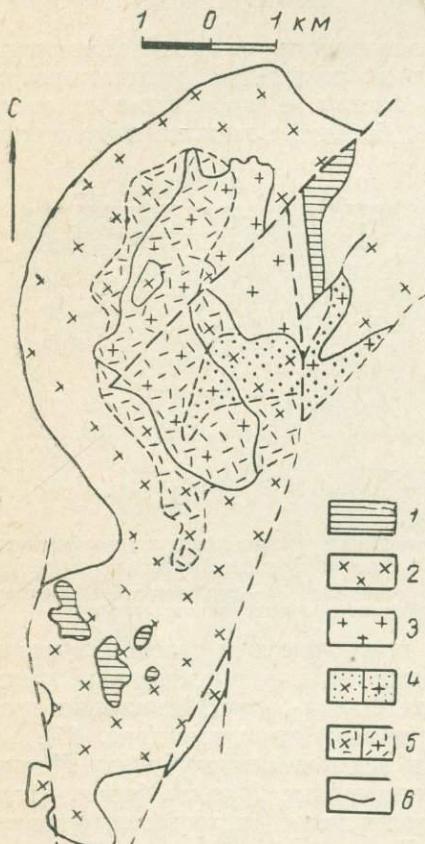


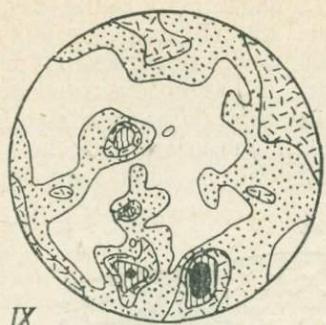
Рис. 21. Схема распределения темно-цветных минералов в гранитоидах Московского массива.

Роговообманковые: 1 — гранодиориты и кварцевые диориты, 2 — порфировидные граниты и граносиениты, 3 — мелкозернистые граниты; 4 — биотитовые граниты и граносиениты; 5 — биотит-роговообманковые граниты и граносиениты; 6 — контакты пород.

физико-химических особенностей самой магмы (температура, содержание летучих и т. д.), но и от тектонической обстановки в период становления интрузии». Приведенные выше данные показывают, что именно последнее обстоятельство является решающим.

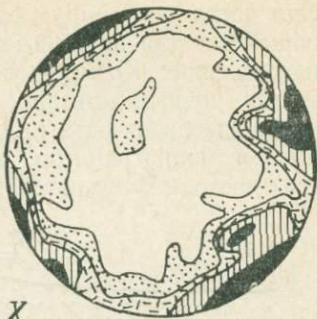
#### ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С ГЛАВНЫМ ИНТРУЗИВНЫМ КОМПЛЕКСОМ

Интрузии пород главного интрузивного комплекса сопровождаются жильной свитой. С первой интрузивной фазой связано образование даек



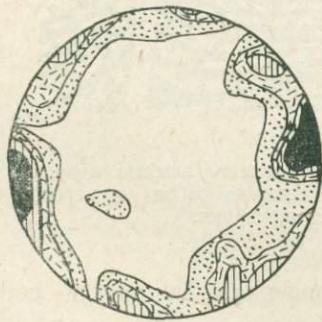
IX

130 точек



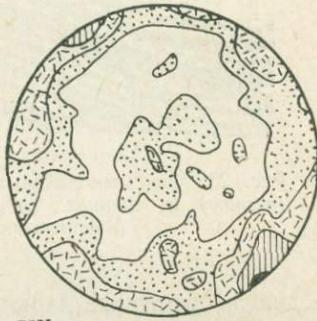
X

144 точки



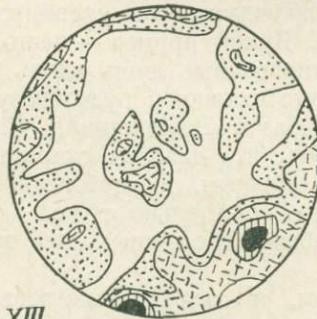
XI

122 точки



XII

184 точки



XIII

146 точек

Рис. 22. Диаграммы трещин отдельности массивов горы Магнитной и Московского. Условные обозначения те же, что на рис. 16.

и силлов габбро-диабазов и диабазов, которые наиболее детально изучены на горе Магнитной, где они хорошо обнажены в карьерах Магнитогорского месторождения. Здесь они образуют тела самой разнообразной формы и размеров (от 0,1 до 50 м мощности). По форме залегания выделяются собственно дайки (крутопадающие тела с секущими контактами) и пластовые залежи. Они часто комбинируются, и тогда видно, что дайки служат подводными каналами для пластовых тел (рис. 23). Простирание большинства даек меридиональное. Кроме того, необходимо остановиться на ряде интересных фактов, непосредственно связанных с разбираемым вопросом.

По дайкам диабазов часто проходит внедрение более молодых даек гранит-порфиров и микрогранитов, являющихся апофизами массива, в которых диабазы часто наблюдаются в виде ксенолитов. При этом образуются

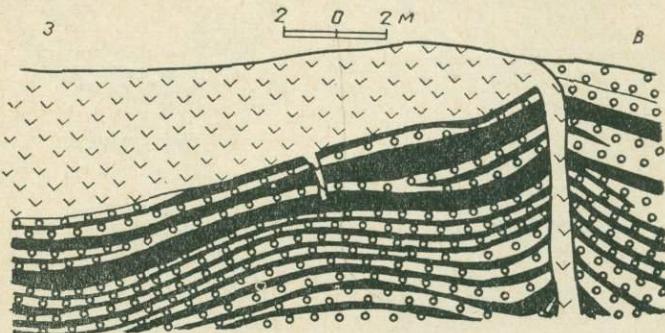


Рис. 23. Дорудная дайка и пластовая залежь диабаза в рудах (черное) и скарнах (кружки). Зарисовка забоя в карьере Магнитогорского месторождения.

сложные диабаз-гранитные дайки, повторяющие в миниатюре соотношения габбро и гранитоидов в массивах.

Дайки диабазов на горе Магнитной скарнированы и ороговикованы. Скарнирование захватывает как сами дайки, так и вмещающие породы, причем часто удается наблюдать, что скарнирование вмещающих пород идет именно вдоль даек. Яркий пример — часто наблюдаемые в западном карьере мраморы, скарнированные лишь вдоль даек. Это служит веским доводом в пользу того, что скарно- и рудообразующие растворы следовали вдоль дорудных даек диабазов (Заварицкий, 1927; Карасик, 1959).

Следует также заметить, что диабазы скарнируются лишь в определенных условиях, главным образом, в карбонатной среде. Дайки, секущие порфиры, скарнированы значительно реже.

Часто вдоль даек диабазов и сложных даек отмечаются пострудные смещения.

Все это говорит о том, что ослабленные зоны, по которым внедрялись диабазы, оставались подвижными длительное время (что мы на различных примерах неоднократно подчеркивали выше). По этим же зонам происходили самые разнообразные процессы (внедрение гранитных апофиз, скарнообразование, пострудные подвижки), определяющие формирование месторождения.

Второй значительный узел концентрации диабазовых даек — гора Малый Куйбас, где они, как и на горе Магнитной, играют существенную роль в строении месторождения.

За пределами месторождений дайки диабазов не образуют таких насыщенных ими полей, но распространены довольно широко. Подавляющее большинство их приурочено к породам осадочной и диабазовой толщ.

Жильные породы, связанные со второй фазой, представлены гранит-порфирами, микрогранитами и аплитами. Часть из них является апофизами гранитоидных массивов, другие не обнаруживают видимой связи с ними. Во вмещающих породах наибольшее количество даек кислых жильных пород отмечается в осадочной, диабазовой и андезитовой толщах. Редкие дайки встречены во всех вулканогенно-осадочных толщах, вплоть до базальтовой (низы верхнего визе).

На горе Магнитной наряду с описанными выше сложными диабаз-гра-нитными дайками отмечаются дайки и пластовые залежи гранит-порфиров и микрогранитов. Они выполняют трещины разрыва, возникающие в кровле массива, о которых мы упоминали выше.

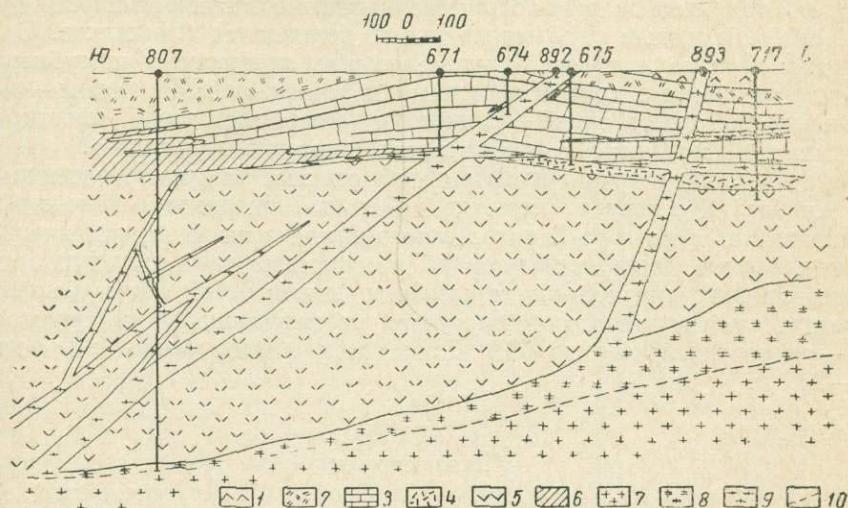


Рис. 24. Система жильных тел плагиогранит-порфиров в районе Магнитогорского месторождения.

1 — андезитовые микропорфириты; 2 — туфопесчаники и брекции основного состава; 3 — известняки; 4 — атакиты; 5 — пироксен-плагиоклавозовые порфириты; 6 — скарны; 7 — роговообманковые граниты; 8 — альбитовые плагиограниты; 9 — альбитовые плагиогранит-порфириты; 10 — перезкие контакты.

Для них, так же как и для диабазовых даек, устанавливается сочетание крутых и пологих пластообразных тел. Большинство пластовых тел гранит-порфиров приурочено к контакту порфиритовой и осадочной толщ. Наиболее крупной является залежь, встречаенная скв. 711, 717, 909, 910, 925 и некоторыми другими. При мощности 5—60 м она прослежена в меридиональном направлении более чем на 2 км. Распространение ее к западу от линии скв. 909—925 неизвестно. Часть залежи показана в правой половине рис. 24. Она же видна и на рис. 3 и 17.

Дайки, являющиеся подводящими каналами этой залежи, обнажены на поверхности и прослежены на глубину скважинами. Очевидно, они соединяются с кровлей массива, в которой залегают альбитовые плагиограниты, полностью аналогичные по составу гранит-порфирам. Одна такая дайка обнажена западнее карьера Магнитогорского месторождения и приурочена к субширотному разлому (см. рис. 2). Южный контакт дайки падает на юг под углом 40°. На глубине она подсечена скв. 674, 671, 807 (см. рис. 24). В скв. 807 наблюдались закаленные контакты дайки. В зоне закалки крупность микропегматитовых срастаний уменьшается, а размеры вкрапленников для всей дайки остаются примерно одинаковыми. Все породы, входящие в описанную систему интрузивных тел, имеют совершенно одинаковый состав и представлены кварцевыми альбитовыми гранит-пор-

фирами с микропегматитовой основной массой. Их химический состав приведен в табл. 19, где обр. 54 взят из пластовой залежи, а 55 — из дайки. Очевидно, альбитизация пород — автометасоматический процесс, так как вмещающие породы на контакте с гранит-порфирами не альбитизированы. Наличие закаленных зальбандов и состав микропегматита, отвечающий кварц-полевошпатовой эвтектике (см. табл. 14, обр. 54, 55), свидетельствуют о первично магматической природе пород.

В остальных местах рудного поля состав жильных пород, связанных со второй интрузивной фазой, отвечает среднему составу аплита и гранит-порфира (см. табл. 19, обр. 53 и 56).

Внутри гранитоидных массивов гранит-порфиры развиты незначительно. Здесь преобладают дайки аплитов, обычно небольшой мощности (не более 1 м), образующие сеть неправильных ветвящихся прожилков. В Куйбасовском массиве наиболее крупные из них приурочены к субмеридиональным трещинам с крутым восточным падением, а в Московском — к вертикальным трещинам северо-западного и северо-восточного простирания. Это типичные продукты кристаллизации остаточного расплава.

Богатые калием гранит-порфиры наблюдаются на месторождении Малый Куйбас. К северу от него, до небольшой интрузии гранит-порфиров и микрогранитов на горе Салихова, прослежена зона многочисленных даек гранит-порфиров микропегматитовой и сферолитовой структуры среди верхнедевонских пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Простирание даек в пределах зоны меняется от широтного до меридионального, углы падения — от вертикального до 50°. Длина даек обычно около 100, реже до 200—300 м.

## Глава вторая

# ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

## ПЕРВАЯ ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА

### Минералы

**Плагиоклаз.** Количество его в габброидах 52—70 %. Разности, содержащие более 60 % плагиоклаза, приближаются к габбро-диоритам. Данные о составе плагиоклаза сведены на диаграмме (см. рис. 26). Состав, определенный оптическими методами, и нормативный состав, вычисленный по данным химических анализов тех же образцов, совпадают довольно хорошо (ср. величину  $n$  — нормативный состав плагиоклаза — в табл. 11 с составом плагиоклаза у этих же образцов в табл. 6).

Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован по альбитовому или альбит-карлсбадскому законам. Реже встречаются простые карлсбадские двойники. А. Н. Заварицкий отмечает единичные случаи периклиновых двойников в бескварцевых диоритах. Плагиоклаз в габброидах редко бывает зональным, чем резко отличается от плагиоклазов в диоритах ассилиационного происхождения. Зональные плагиоклазы появляются лишь в ороговикованном габбро, образующем ксенолиты в гранитоидах. Зерна такого плагиоклаза имеют небольшой размер (до 1 мм) и изометричную форму. Двойниковое строение в них очень тонкое и часто вообще не заметно даже при больших увеличениях. Состав таких плагиоклазов меняется от лабрадора в ядре до олигоклаза № 16—20 — в периферии. В ядре зерен сохраняются реликты первичного плагиоклаза, замещенного серицитом и

карбонатом. Состав подобного плагиоклаза из обр. 8, промытого в слабом растворе соляной кислоты, приводится ниже, в вес. %:

K <sub>2</sub> O	1,1	Or	6,6
Na <sub>2</sub> O	7,24	Ab	64,8
CaO	5,78	An	28,6

По сравнению с нормативным (см. табл. 11), реальный плагиоклаз значительно богаче альбитом, так как в анализ мономинеральной фракции не вошел кальцит, вместе с серицитом выполняющий ядра плагиоклазовых зерен.

**Моноклинный пироксен.** Наиболее распространенный темноцветный минерал габроидов. Образует крупные зерна размером до 1 см, обычно ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, зеленого или светло-зеленого под микроскопом цвета. Макроскопически темно-зеленый или черный. Химический состав и оптические свойства пироксенов приведены в табл. 8 и 9. Молекулярный состав образцов пироксенов, приведенных в табл. 8, следующий: обр. 3—W<sub>o49</sub>, E<sub>n39</sub>, F<sub>s12</sub>, обр. 5—W<sub>o39</sub>, E<sub>n44</sub>, F<sub>s17</sub>, обр. 13—W<sub>o36</sub>, E<sub>n41</sub>, F<sub>s23</sub>, обр. 28—W<sub>o51</sub>, E<sub>n32</sub>, F<sub>s17</sub>. Обр. 3 и 28 относятся к салиту, а 5 и 13 — к авгиту (Трегер, 1958). Наличие этих двух разновидностей пироксенов подтверждается и их оптическими свойствами. Взаимоотношения и распределение авгитов и салитов в различных разновидностях габроидов не изучены.

Общая железистость пироксенов, по данным химических анализов, колеблется от 24 до 36. В таких же пределах определяется железистость и по диаграмме Хесса (Трегер, 1958) по величине показателей преломления. С увеличением содержания SiO<sub>2</sub> в породе железистость пироксенов возрастает (см. рис. 49) в соответствии с общей закономерностью (Hess, 1941).

**Роговая обманка.** Также широко распространена в габроидах. В большинстве случаев в ней удается наблюдать реликты моноклинного пироксена. Преобладает слабоволокнистая зеленая либо буровато-зеленая роговая обманка, Nr которой колеблется от 1,637 до 1,641, а Ng составляет 1,662—1,663 (табл. 10). Кроме того, иногда встречается волокнистая светло-зеленая роговая обманка актинолитового типа, которая обычно распространена в ороговикованных габроидах. Подобная роговая обманка была исследована в ороговикованном габбро-диабазе из скв. 801 (обр. 8). Она характеризуется пониженным

Таблица 8

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	Химический состав пироксенов пород первой интрузивной фазы, вес. %			
																	3	5	13	28
3	51,72	—	1,0	2,14	5,75	0,2	13,77	23,6	1,13	—	0,59	—	—	—	—	—	99,91			
5	49,42	—	4,77	3,95	6,25	0,2	14,41	17,91	1,90	—	1,51	—	—	—	—	—	100,32			
13	47,14	0,06	5,24	7,26	6,30	0,72	13,2	16,01	2,67	0,55	0,95	—	—	—	—	—	100,1			
28	49,06	1,37	4,98	4,79	5,03	0,22	10,16	22,24	1,04	Нет	—	0,84	0,31	0,11	0,06	0,06	100,21			

Обр. 3, 5, 13 имеют номера те же, что и в табл. 11 (данные И. А. Морозенца из работы А. Н. Заваринского, 1927); 28 — пироксен из габро-диабаза с горы Малый Куйбас (П. П. Лопкина, Фоминих, 1963).

Таблица 9

## Оптические свойства пироксенов пород первой интрузивной фазы

№ образца	Показатель преломления		Ng-Np	cNg, град	+2 V, град
	Ng	Np			
4	1,710	1,686	0,024	40	57
6	1,708	1,685	0,023	41	58
7	1,712	1,690	0,022	39	54
8	1,705	1,684	0,021	43	54,56
10	1,716	1,690	0,026	35—40	—
28*	1,708	1,684	0,024	38	48
5/12, 1**	—	—	—	40	53
10/1—4**	—	—	—	40	64
357**	—	—	—	38	64
315/155**	1,710	—	—	43	57

\* Данные Е. Я. Плошкиной, В. Г. Фоминых (1963).

\*\* Данные А. Н. Заварицкого (1927).

Таблица 10

## Оптические свойства роговых обманок пород первой интрузивной фазы

№ образца	Показатели преломления			Ng-Np	cNg, град	—2 V, град	Окраска по Ng, морфология
	Ng	m	Np				
4	1,663	—	1,637	0,026	21	66, 70, 71	Светло-зеленая
6	1,662	1,658	1,640	0,022	17, 18	78, 80, 75	Зеленовато-бурая
8	1,652	—	1,625	0,027	17	—	Светло-зеленая волокнистая
8	1,662	1,648	1,640	0,022	18	—	Буровато-зеленая
10	1,662	—	1,641	0,021	16	69, 71, 75	Зеленая волокнистая
10	—	—	1,637	—	—	—	»
335/89	1,663	—	1,638	0,025	16, 15	65, 69	»
886*	—	—	—	—	13, 14	63, 65	Буровато-зеленая, слабоволокнистая
1005*	—	—	—	0,022	16	—	Зеленовато-бурая, компактная
4*	—	—	—	—	15	69, 73, 76	—
4—1	—	—	—	—	20, 24	62	Буровато-зеленая
400*	—	—	—	—	—	—	—

\* Данные А. Н. Заварицкого (1927).

светопреломлением и несколько большим двупреломлением по сравнению с описанной ранее роговой обманкой.

Оптические свойства наиболее распространенной в габброидах буровато-зеленой роговой обманки аналогичны свойствам роговой обманки в породах второй интрузивной фазы (ср. данные табл. 10 и 16). Близок и их химический состав. Ниже приводится частный анализ роговой обманки из обр. 6, в вес. %:

FeO . . . . .	8,62	$\frac{\text{FeO} \cdot 100^*}{\text{FeO} + \text{MgO}} . . . . .$	31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,16	$\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100^*}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} . . . . .$	37
MgO . . . . .	10,94		

\* Атомный процент.

**Биотит.** В габбро также развит достаточно широко. Обычно он замещает пироксен, образуя вокруг него каймы в ассоциации с магнетитом. Кроме

того, местами биотит (иногда также в ассоциации с магнетитом) образует прожилковидные и неправильной формы участки в габбро. Оптические свойства однообразны:  $Ng \approx Nm = 1,641$  (обр. 4 и 8) и 1,640 (из габбро месторождения Малый Куйбас),  $2V = -12^\circ$ . Плеохроизм: Nr — светло-коричневый с зеленоватым оттенком, Ng и Np — красновато-коричневый. По В. С. Соболеву (1950), железистость такого биотита 45—46%, по Третеру (1958) — те же цифры. Интересно отметить, что биотит появляется в габбро лишь в том случае, если оно не ороговиковано и не затронуто процессами ассилияции.

**Титаномагнетит.** Количество его в габброидах колеблется в широких пределах (см. табл. 6). Наибольшие колебания в содержании титаномагнетита отмечаются в габбро на горе Малый Куйбас. Здесь, наряду с лейкократовыми участками типа анортозитов, почти не содержащими титаномагнетита, встречаются габбро с высоким содержанием его. Среди последних выявлены титаномагнетитовые рудные тела. Размеры их невелики — около 120 м по простиранию, при мощности до 15 м. Рудные тела падают на запад под углом 60—70°. Они связаны с габбро постепенными переходами через зоны с повышенным содержанием титаномагнетита. На горе Магнитной, а также и в других участках рудного поля, состав габброидов более однороден. Среди них отсутствуют как лейкократовые разности типа анортозитов, так и титаномагнетитовые руды.

Ильменит обычно образует тончайшую сетку в магнетите, реже встречается в виде более крупных параллельно ориентированных пластинчатых вrostков. В габбро горы Малый Куйбас, помимо титаномагнетита, в небольшом количестве отмечается ильменит в виде обособленных зерен (в среднем около 2%, по данным Фоминых, 1963). В виде единичных зерен ильменит отмечался в габбро-диабазах и на горе Магнитной.

В окорудных габбро Малого Куйбаса титаномагнетит содержит (Фоминых, 1963) двуокиси титана 6,82—13,23% (в среднем 10,82 из 12 проб со средним выходом магнитной фракции 12,1%), пятиокиси ванадия 0,28—0,93% (в среднем 0,73%). Помимо ильменита в титаномагнетите определены ульвошинель и шпинель (герцинит). Состав титаномагнетита из габбро с горы Магнитной и из западного экзоконтакта Московского массива приведен ниже, в вес. %:

№ образца	Выход магнитной фракции	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
4 . . . . .	3,8	3,0	0,38
8 . . . . .	5,4	6,00	0,34
10 . . . . .	0,5	3,10	
219*	2,3	2,55	0,73
158 *	4,1	4,50	0,49

\* Данные В. Г. Фоминых.

Остальные минералы, входящие в состав габброидов, перечислены при общем петрографическом описании пород в главе первой, и здесь на их характеристике мы не останавливаемся.

### Химический состав

Химические анализы пород первой интрузивной фазы приведены в табл. 11. Несколько слов о принятых буквенных обозначениях. Величины  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $s$ ,  $f'$ ,  $m'$ ,  $c'$ ,  $a'$  и  $Q$  представляют собой общепринятые числовые характеристики А. Н. Заварицкого. Величина  $\alpha = \frac{c \cdot 100}{a+c}$  (анортитовое число) предложен-

## Химический состав пород первой интрузивной фазы, вес. %

Таблица 11

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	П.п.п.	Сумма
1*	46,04	0,28	19,48	2,72	3,71	0,12	8,57	12,21	1,17	1,94	0,01	—	—	2,76	99,01
2*	47,85	0,52	18,98	2,59	3,67	0,05	7,86	13,91	1,83	0,54	0,03	—	—	1,79	99,68
3	47,44	1,50	12,00	6,23	3,65	0,80	5,62	15,85	3,47	1,60	—	—	—	2,29	100,45
4*	49,0	1,32	17,1	6,98	2,84	0,09	7,4	9,6	3,3	1,4	0,04	—	—	0,96	100,03
5	44,57	—	13,58	12,97	5,43	0,17	5,17	11,09	3,81	0,97	—	—	—	1,96	99,72
6*	46,4	1,49	16,42	2,95	6,87	0,14	7,7	9,96	2,76	1,58	0,23	0,05	0,05	3,0	99,60
7*	48,4	1,22	16,58	2,74	5,63	0,08	6,71	10,17	3,06	1,72	0,87	0,05	0,05	2,6	99,88
8*	49,9	1,42	16,4	8,19	2,67	0,07	6,6	8,16	1,7	0,60	0,10	—	—	3,87	99,68
9	45,88	2,25	18,67	4,84	3,83	—	5,01	14,77	2,39	0,41	—	—	—	1,62	99,67
10*	51,0	0,48	16,4	5,55	1,95	0,09	5,01	9,0	4,4	1,2	0,68	—	0,40	3,7	99,87
11*	53,5	1,90	16,3	7,1	2,9	0,15	4,4	7,1	4,0	1,2	0,17	—	—	1,1	99,82
12	53,86	1,80	15,82	5,05	6,36	—	3,12	7,17	4,37	1,14	—	—	—	1,07	99,76
13	46,97	0,14	16,16	10,66	4,38	0,68	4,56	9,92	4,76	1,26	—	—	—	1,74	101,23
14	48,8	1,5	19,4	5,65	8,8	0,20	4,8	4,1	1,02	0,39	0,09	—	—	3,4	98,15
15	45,7	1,16	18,5	3,90	4,70	0,1	8,2	10,2	2,6	0,9	—	—	—	2,5	98,46

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>Q</i>	<i>a</i>	<i>k</i>	<i>k'</i>	<i>f</i>	<i>φ</i>	<i>n</i>	<i>ψ</i>
1	5,7	27,5	11,0	55,8	23,6	58,3	28,1	—	— 8,8	66,0	51,0	17,3	28,6	40	80	15,1
2	4,8	26,8	10,8	57,6	21,9	52,1	26,0	—	— 5,3	68,7	14,7	4,3	29,6	39	74	15,3
3	9,5	34,6	2,9	53,0	28,7	26,2	45,1	—	— 15,9	23,4	23,6	18,0	39,5	44,5	29	29,3
4	9,2	26,7	6,8	57,3	33,0	48,0	19,0	—	— 10,6	42,5	22,6	12,9	40,7	69	49	31,8
5	9,4	34,9	4,2	51,5	47,6	25,4	27,0	—	— 19,8	30,8	14,1	9,8	54,7	51,5	30	34,4
6	8,7	28,4	7,0	55,9	33,1	47,5	19,4	—	— 12,6	44,6	27,6	15,4	41,0	27,8	53	35,3
7	9,5	25,7	6,8	58,0	30,9	45,7	23,4	—	— 9,8	41,8	27,0	15,7	40,3	32,0	49	32,6
8	4,8	23,4	9,4	62,4	43,4	51,3	5,3	—	+ 5,8	66,2	17,0	6,1	45,4	73,4	70	24,5
9	6,2	26,2	10,1	57,5	31,4	34,5	34,1	—	— 7,5	62,0	9,2	3,5	40,0	36,1	64	23,6
10	11,9	21,7	5,5	60,9	31,8	40,6	27,6	—	— 6,5	31,0	15,4	10,6	43,6	72,0	35	48,7
11	10,6	17,4	7,5	64,5	51,0	42,8	6,2	—	+ 0,3	41,5	16,7	—	55,0	68,7	46	—
12	11,4	19,7	5,1	62,8	53,4	27,4	19,2	—	— 0,3	30,0	15,2	10,55	66,3	41,5	34	46,8
13	12,4	29,3	4,7	53,6	48,0	27,0	25,0	—	— 21,1	27,5	15,0	10,9	69,0	68,5	31	51,4
14	2,7	35,0	5,0	57,3	38,5	23,4	—	38,1	+ 4,1	65,0	20,0	7,1	62,1	36,8	70	11,5
15	7,6	26,8	9,4	56,2	30,8	54,9	14,3	—	— 12,2	55,2	19,2	8,6	36,0	42,5	60	33,5

\* Количествоенный минеральный состав пород приведен в табл. 6.

1 — крупнозернистое уралитовое габбро с фитовой структуры, Малый Куйбас, скв. 98, гл. 328—392 м; 2 — крупнозернистое пироксеновое габбро с биотитом, сфиотовой структуры, Малый Куйбас, скв. 108, гл. 292 м; 3 — авгитовый диорит, отрог горы Березовой (Морозевич, 1901); 4 — габбро-диабаз мелкозернистый, пироксеновый, сфитовой структуры, местами пойкилосфитовский, гора Магнитная, скв. 801, гл. 480 м; 5 — авгитовый диорит, гора Магнитная, у казармы (Морозевич, 1901); 6 — габбро-среднезернистое пироксеновое, структура сфиотовая, местами габбровая, пироксен уралитизирован, южная часть Куйбасовского массива, скв. 932, гл. 505 м; 7 — габбро-диабаз мелкозернистый пироксеновый с порфировидными выделениями лабрадора № 55, скв. 932, гл. 555 м; 8 — ороговикованный габбро-диабаз, внешняя часть ксенолита в гранодиорите, структура мелко-тонкозернистая, скв. 801, гл. 147 м; 9 — порода меланократового сбособления среди гранодиоритов (перекристаллизованное габбро), южная часть горы Березовой (Заварицкий, 1927); 10 — диорит крупнозернистый пироксеновый, сфитовой структуры, в 300 м к западу от скв. 888; 11 — диорит кварцодержащий мелкозернистый, структура гипидиоморфнозернистая, юго-восточный склон горы Магнитной, около скв. 810; 12 — диорит кварцодержащий, структура сфиотовая, состоит из плагиоклаза № 35—47, роговой обманки и магнетита, немного кварца, юго-восточный (Заварицкий, 1927) склон горы Магнитной; 13 — диабаз из дайки, проходящей через середину рудн. Дальнего (Морозевич, 1901); 14 — диабаз тонкозернистый, состоит из лейст плагиоклаза, погруженных в агрегат спутниковой роговой обманки и хлорита, дайка склона скв. 727; 15 — перфировидный габбро-диабаз, состоящий из плагиоклаза № 48—54, моноклинного пироксена, хлорита и магнетита, структура пойкилосфитовая, район Димитровского месторождения, скв. 732, гл. 187 м.

жена Д. С. Штейнбергом (1939) и в породах, не содержащих калия, отвечает нормативному номеру плагиоклаза. Величины

$$k = \frac{Qr \cdot 100}{Or + Ab}; k' = \frac{Or \cdot 100}{Or + Ab + An}; n = \frac{An \cdot 100}{An + Ab}$$

и  $\psi = Q + Or + Ab^1$  вычисляются из нормативного минерального состава, рассчитанного по нормативно-молекулярному методу Ниггли (Четвериков, 1956).

Общая железистость пород  $f = \frac{(Fe_2O_3 + FeO + MnO) \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO}$  и степень окисления железа  $\phi = \frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO}$  определяются по атомным количествам.

Химический состав габбро и габбро-диабазов магнитогорских массивов близок к среднему составу габбро, по Дэли. Однако внутри габброидов отмечаются значительные колебания химического состава. Габбро с горы Малый Куйбас (обр. 1 и 2) отличаются от остальных габброидов пониженным содержанием щелочей и наиболее высоким содержанием полевошпатовой извести:  $a$  и  $n$  значительно больше, чем у среднего по составу габбро. У всех остальных габброидов содержание щелочей близко к норме или несколько превышает ее, а содержание полевошпатовой извести ниже. Аномально высокой величиной  $b$  отличаются габбро с горы Магнитной (обр. 3 и 5), анализы которых взяты у И. А. Морозевича (1901). По составу они приближаются к щелочным габброидам, что, очевидно, вызвано сильными изменениями пород. Диориты первой интрузивной фазы отвечают по химическому составу кварцевому габбро.

Среди вулканических пород наиболее близки габбро по химическому составу основные эфузивы верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа (см. табл. 2). На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5) вариационные линии этих эфузивов и габброидов совпадают.

Общая железистость габброидов колеблется от 28,6 до 45. Исключение составляют диориты юго-восточного склона горы Магнитной и породы, проанализированные И. А. Морозевичем (5 и 13, см. табл. 11), в которых железистость достигает такой же величины, как и в кварцевых диоритах, связанных со второй фазой (см. рис. 49). Степень окисления железа в габброидах значительно ниже, чем в ассилиационных породах второй фазы (см. рис. 50) и повышается только в габбро-диабазах и жильных диабазах. Для классификации удобна величина  $\phi$ , имеющая в габброидах по сравнению с другими интрузивными породами минимальное значение.

## ВТОРАЯ ИНТРУЗИВНАЯ ФАЗА

### Минералы

**Плагиоклаз.** Является основным минералом большинства пород второй интрузивной фазы. Он образует таблитчатые зерна, которые часто порфировидно выделяются среди более мелкозернистой массы, сложенной остальными минералами. Наиболее часто порфировидные структуры отмечаются в граносиенитах и в связанных с ними гранодиоритах и кварцевых диоритах. Порфировидные граниты развиты в верхних частях массивов. Для большинства пород гранодиоритового ряда порфировидные структуры не характерны.

Наиболее крупные порфировидные выделения отмечаются в гранитах и граносиенитах Московского массива. Размеры порфировидных выделений

<sup>1</sup>  $\psi$  — индекс дифференциации (Saxena, 1962).

плагиоклаза достигают 1—1,5 см. Детальное изучение показывает, что каждое из них состоит из нескольких зерен плагиоклаза размером в 1—3 мм, тесно прижатых друг к другу таким образом, что общие контуры зерна приобретают таблитчатые ограничения. Подобные гломеропорфировые выделения плагиоклазовых зерен окружены единой каймой перита. Иногда такие выделения с периферии окружены розовой каймой (шириной 0,1—0,5 мм), в которой плагиоклаз сильно «пелитизирован». Двойниковое строение в макроскопически ярко-розовом «пелитизированном» плагиоклазе такое же, как и в остальных частях зерна, что свидетельствует об образовании каймы после кристаллизации плагиоклаза. Все эти особенности порфировидных выделений плагиоклаза в московских гранитоидах изображены на рис. 25. Связь между отдельными зернами в гломеропорфировых выделениях весьма прочная. При искусственном дроблении наиболее крупных плагиоклазовых выделений они ломались не по границам отдельных зерен, входящих в их состав, а по любым произвольным направлениям. Таким образом, особая крупность плагиоклазовых выделений в гранитоидах Московского массива обусловлена их гломеропорфировым характером.

Размер же отдельных плагиоклазовых зерен, входящих в гломеропорфировые выделения, обычен для магнитогорских массивов и составляет в среднем 1—3 мм. Непрерывность отдельных зон различного состава вокруг «многоядерных» агрегатов плагиоклаза рассматривается (Vance, 1957) как результат совместного (coalescent) роста. Морфология порфировидных выделений в Московском массиве и характер зональности в них свидетельствуют о том, что они тоже образуются в результате совместного роста, который, однако, начинается на последних стадиях кристаллизации плагиоклаза.

Особо следует остановиться на размерах плагиоклазовых зерен, так как их изучение позволяет сделать ряд важных в генетическом отношении выводов. Выше мы неоднократно отмечали, что порфировидные структуры гранитов и граносиенитов с зернами плагиоклаза размером 2—3 мм отмечаются только в верхних частях массивов. С глубиной порфировидные структуры исчезают вследствие увеличения размеров зерен кварца и щелочного полевого шпата. Размер плагиоклазовых зерен при этом меняется незначительно. Например, в порфировидных гранитах гранитной структуры в верхних частях массива горы Магнитной средний размер зерен кварца составляет 0,5 мм, а в среднезернистых гранитах глубоких горизонтов массива, вскрытых скв. 807, 808 и 810, 3—5 мм. Средний размер плагиоклазовых зерен при этом меняется от 2—3 до 3—5 мм, т. е. примерно в полтора раза против почти десятикратного увеличения зерен кварца. Подобную же картину в предыдущей главе мы описывали в западном контакте

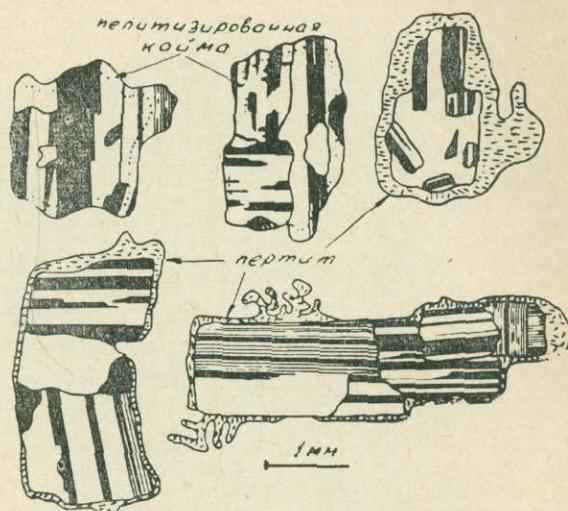


Рис. 25. Морфология порфировидных выделений плагиоклаза в гранитах и граносиенитах Московского массива.

Куйбасовского массива, а также отмечали при описании переходов границ в тонкозернистые краевые фации.

Все эти факты свидетельствуют о том, что кристаллизация основной массы плагиоклаза происходила вне магматической камеры в интрапеллурических условиях и внедрявшаяся магма представляла собой смесь ранее выделившихся зерен плагиоклаза и расплава. Дополнительное подтверждение этому — отмечавшийся ранее факт ориентировки порфировидных

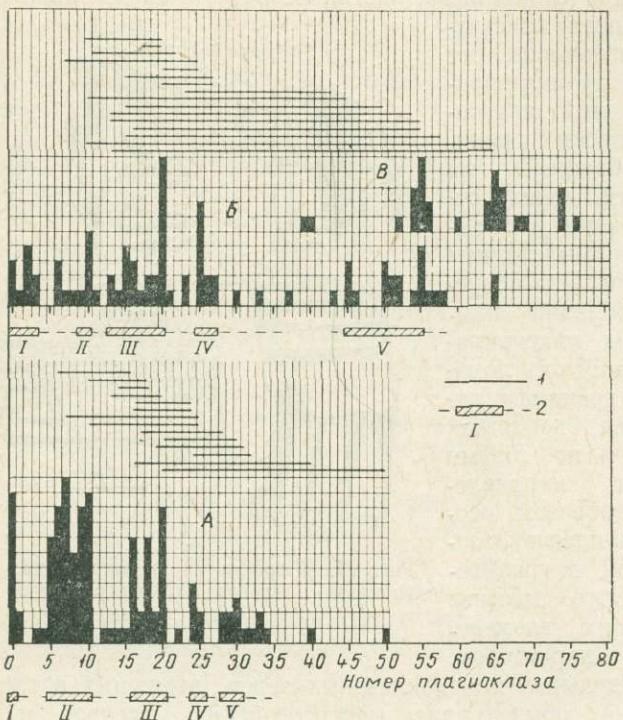


Рис. 26. Состав плагиоклаза в породах главного интрузивного комплекса.

*A* — граниты и граносиениты; *B* — плагиограниты, трондjemиты, гранодиориты и кварцевые диориты; *B* — габбро, габбро-диабазы и габбро-диориты. 1 — предель колебания состава зональных кристаллов на диаграммах *A* и *B* по замерам в отдельных зернах; 2 — наиболее распространенные составы плагиоклазов (I—IV соответствуют ссылкам в тексте).

выделений плагиоклаза в граносиенитах при отсутствии ориентировки у зерен кварца.

Естественно, история кристаллизации плагиоклаза в породах второй фазы не столь проста. Отмечается несколько генераций плагиоклаза различного состава и генезиса, на которых мы остановимся ниже, но для основной его массы характерны отмеченные выше условия кристаллизации.

Состав плагиоклаза в гранитоидах изображен на рис. 26. Подавляющая часть замеров выполнена на столике Федорова путем определения оптической ориентировки кристаллографических элементов по отношению к индикаторисе на стереографической проекции. По результатам повторных измерений, точность определения состава плагиоклаза составляет  $\pm 2,5$  номера. Одновременно определялся тип двойникования.

На диаграмме *A* (см. рис. 26) приведены составы плагиоклаза в гранитах и граносиенитах. Отчетливо выделяется пять максимумов составов.

Максимумы IV и V отвечают порфировидным выделениям плахиоклаза в гранитах Московского массива и ядрам порфировидных выделений в гранитах горы Магнитной и Куйбасовского массива. Наиболее основной плахиоклаз — № 40 и 50 — также встречен в ядрах. Краевые части зерен, как это следует из диаграммы, в большинстве случаев отвечают максимуму III (плахиоклаз № 16—20) и реже максимуму II (плахиоклаз № 6—10). Более основной плахиоклаз почти всегда прозрачный и макроскопически белого цвета. Так же выглядит и плахиоклаз, относящийся к максимуму III. На нем следует остановиться подробнее. Состав его колеблется от № 16 до № 20, т. е. практически колебания не выходят за пределы точности определений. Олигоклаз такого состава наиболее характерен для гранитов, в граносиенитах он встречается значительно реже. Отмечаются две формы его выделений: он либо образует слабо зональные толстотаблитчатые зерна, периферия которых обычно на три-пять номеров кислее ядра (т. е. состав плахиоклаза обычно не выходит за пределы составов, характерных для данного максимума), либо слагает периферические части зерен, ядра которых сложены плахиоклазом максимумов IV и V. Для зерен первого типа характерны описанные выше закономерности в изменении крупности зерна с глубиной формирования, свидетельствующие о кристаллизации плахиоклаза в интрапеллурических условиях. Олигоклаз второго типа обладает рядом особенностей, говорящих о том, что его кристаллизация происходила в магматической камере и предшествовала кристаллизации калиево-натриевых полевых шпатов. Часто можно наблюдать каймы водяно-прозрачного олигоклаза вокруг ранее выделившегося более основного плахиоклаза, отвечающего максимумам IV и V, которые имеют с последним довольно резкие границы. Иногда отмечаются общие каймы олигоклаза для двух или более зерен (рис. 27). Двойниковые полоски обрастающего зерна в кайме не прослеживаются, что наряду с отмеченными особенностями кайм свидетельствует об определенном разрыве во времени кристаллизации водяно-прозрачного олигоклаза и обрастающего им плахиоклаза. В подавляющем большинстве случаев олигоклаз в каймах не сдвойникован. Часто он в свою очередь обрастаются каймами перитита.

Преобладающий тип двойников в олигоклазах — полисинтетические двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам, однако они практически не поддаются исследованию вследствие тонкости двойниковых полосок. Точный учет их количества невозможен. Представление о распространенности тех или иных законов двойникования в исследованных плахиоклазах гранитоидов дает табл. 12, в которой, помимо наших замеров, использованы 32 замера А. Н. Заварницкого (1927). По этим данным, двой-

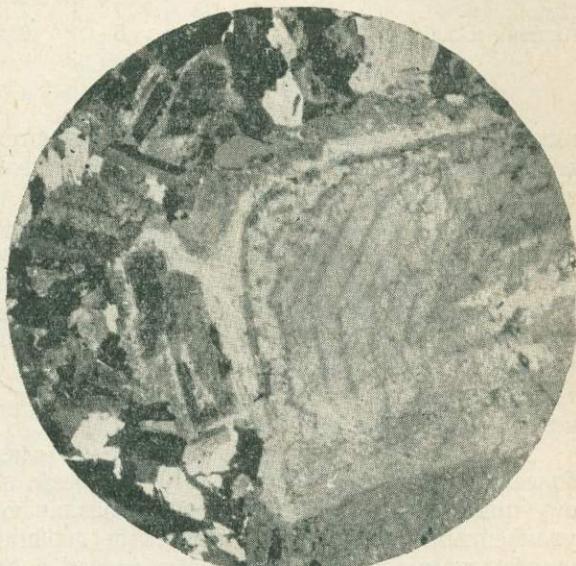


Рис. 27. Кайма водяно-прозрачного олигоклаза (белое) и криптоертита (серое) вокруг двух зерен плахиоклаза в граносиените. Обр. 48. Николи+, диам. 6 м.м.

Таблица 12

## Распространенность законов двойникования в изученных зернах плагиоклазов гранитоидов

Состав плагиоклаза	Количество измерений						
	Всего	$\perp(010)$ (010)	[001] (010)	$\perp[001]$ (010)	$\perp(001)$ (001)	[100] (001)	[010] P.C.
Альбит № 0—4 . . . . .	20	7	11	—	1	1	—
Альбит № 5—10 . . . . .	41	5	5	2	12	17	—
Олигоклаз . . . . .	33	7	7	3	6	8	2
Анделезин и лабрадор. . . . .	11	5	2	2	—	1	1

ники по плоскостям (001) и (010) встречаются одинаково часто. В исследованных зернах наиболее распространено двойникование по эстерельскому закону с плоскостью срастания по (001).

Максимум II на диаграмме (см. рис. 26) отвечает альбиту, наиболее широко распространенному в граносиенитах массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Кроме того, альбит такого же состава входит в перититы гранитов и граносиенитов. Олигоклаз в граносиенитах встречается сравнительно редко, что отмечал еще А. Н. Заварицкий. Колебания состава альбита (№ 5—10), как и состава описанного выше олигоклаза, лежат в пределах точности определений. Это свидетельствует о высокой степени однородности состава альбита данного типа.

Зерна альбита хорошо образованы и имеют таблитчатую форму. Наиболее развиты грани (001) и (010). Разрезы, параллельные второму и третьему пинакоиду, в шлифах хорошо различаются. Первые характеризуются удлиненными таблицами с простыми двойниками по эстерельскому или манебахскому законам, а вторые имеют в основном изометричную форму с несколько более развитой гранью (010). В этих разрезах иногда заметно исчезающее-тонкое двойникование по альбитовому закону.

Двойникование в альбитах весьма своеобразно. Наиболее распространены двойники с плоскостью срастания по третьему пинакоиду (70% из общего числа исследованных зерен, см. табл. 12). Они либо простые, либо состоят из трех-пяти широких полос. Альбитовые двойники, которые присутствуют в большинстве зерен альбита, обычно вследствие тонкости не поддаются исследованию. А. Н. Заварицкий впервые установил широкое развитие эстерельских двойников в «красных гранитах». Наши исследования это подтвердили и выявили также широкое распространение манебахских двойников.

Так как в литературе (Лодочников, 1955; В. С. Соболев, 1954; Gorai, 1951) приводятся данные о чрезвычайной редкости эстерельских и особенно манебахских двойников, то ниже дается характеристика двух из замеченных двойников. **Манебахский двойник.** Координаты двойниковой оси:  $Ng=81^\circ$ ,  $Nm=21,5^\circ$ ,  $Np=72,6^\circ$ , угол оптических осей  $+78$  и  $80^\circ$  (в обоих индивидах по двум выходам оптических осей); плоскость срастания однозначно определяется как (001), так как она образует угол в  $21,5^\circ$  с плоскостями оптических осей обоих индивидов; состав плагиоклаза — альбит № 8. В связи с близким составом альбитов остальные манебахские двойники характеризуются подобными же координатами двойниковых осей. **Эстерельский двойник.** Координаты двойниковой оси:  $Ng=86^\circ$ ,  $Nm=70^\circ$ ,  $Np=20,5^\circ$ ,  $+2V$  равно  $80$  и  $81^\circ$  (по двум выходам), состав плагиоклаза — № 6. Координаты полюса спайности и двойникового шва:  $Ng=86^\circ$ ,  $Nm=20,5^\circ$ ,  $Np=70^\circ$ , состав плагиоклаза по ним — № 8.

Часто отмечаются комбинации карлсбадских и эстерельских двойников. По (001) индивиды срастаются по эстерельскому закону, а по (010) — по карлсбадскому.

Необходимо отметить, что ориентировка оптической индикаторы в альбите, входящем в состав перитита, и в альбите, образующем гомогенные зерна, имеет общие особенности. Ориентировка  $\perp (001)$  и ребра [100] показана на рис. 28. Систематический отход точек от кривой, очевидно, связан с псевдомоноклинностью альбита, обусловленной субмикроскопическим альбитовым двойникование (Офтебаль, 1952; Марфунин, 1962). Это двойникование удается наблюдать в разрезах, перпендикулярных (010), на столике Федорова при точной установке шлифа. При малейших наклонах препарата двойниковое строение исчезает. В произвольных разрезах оно заметно крайне редко.

Как известно, полисинтетическое двойникование полевых шпатов происходит в твердом состоянии. Один из основных признаков двойников роста — небольшое число индивидов в сдвойникованном блок-кристалле (Vance, 1961). Широкое развитие простых двойников по (001), которые обладают многими признаками первичных двойников, по Вансу, свидетельствует о том, что эти двойники образовались в процессе кристаллизации, а субмикроскопическое альбитовое двойникование возникло в твердом состоянии, возможно, при переходе высокотемпературных форм в низкотемпературные.

Помимо своеобразного двойникования альбит максимума II резко отличается от остальных плагиоклазов цветом. Макроскопически он имеет красный, а под микроскопом буровато-серый цвет. При этом видно, что окраска его обусловлена не эпимагматическими изменениями или выветриванием, так как она отличается равномерностью и не связана с какими-либо вторичными изменениями пород. Если при метаморфизме полевых шпатов и происходит изменение окраски, то обычно они становятся более светлыми (например, при серицитизации или альбитизации). Вслед за А. Н. Заварицким мы объясняем специфическую окраску альбита пропыленностью его окислами железа. Это было подтверждено экспериментально. Прокаленные в атмосфере коксового газа при температуре 1100° образцы красных граносиенитов теряли свою окраску, и альбит становился водяно-прозрачным.

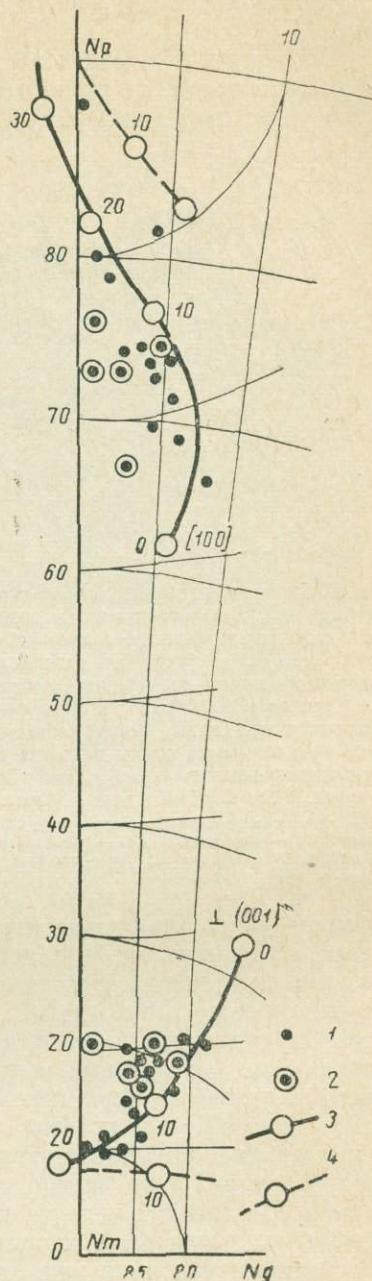


Рис. 28. Ориентировка ребра [100] и  $\perp (001)$  в альбите из порфировидных выделений граносиенитов и перититов.

1 — альбит из порфировидных выделений; 2 — альбит из перититов; 3 — кривая для низкотемпературных плагиоклазов; 4 — кривая для высокотемпературных плагиоклазов (Трегер, 1958).

Альбит описываемой группы большей частью не имеет зонального строения.

Плагиоклаз в породах гранодиоритового ряда (см. рис. 26, диаграмма Б) также отличается разнообразным составом. Прежде всего обращает внимание совпадение ряда максимумов для гранитов и граносиенитов, с одной

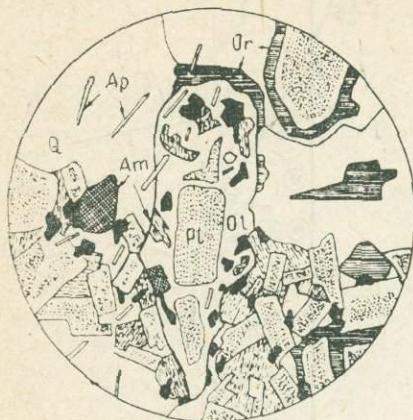


Рис. 29. Новобразование водяно-прозрачного олигоклаза на контакте гранита с ксенолитом мелкозернистого кварцевого диорита (*внизу*). Олигоклаз содержит включения серицитизированного реликтового плагиоклаза, роговой обманки и магнетита. Узкие каймы такого же олигоклаза видны вокруг зерен серицитизированного плагиоклаза в диорите. Обр. 286/306, диам. 3 мм.: *Pi* — серицитизированный плагиоклаз; *Q* — кварц; *Ol* — олигоклаз; *Am* — роговая обманка; *Og* — ортоклаз; *Ap* — апатит.

для гранитов и гранодиоритов, с одной стороны, и для пород гранодиоритового ряда, с другой. Альбит максимума II наиболее широко развит в гранодиоритах и диоритах, связанных с граносиенитами. Здесь он, как и в граносиенитах, образует вытянутые идиоморфные таблицы, обладающие всеми особенностями альбита в граносиенитах.

Олигоклаз максимума III в гранодиоритах и диоритах, имеющий такой же состав, как и на диаграмме A (см. рис. 26), образует краевые части зональных зерен плагиоклаза и отдельные слабо зональные зерна. Кристаллизация его связана с взаимодействием между гранитной магмой и габброидами, в результате которого образуются гранодиориты и кварцевые диориты. В последних часто отмечаются кристаллы олигоклаза, включающие реликты первичного габбрового плагиоклаза, роговой обманки, пироксена и магнетита (рис. 29). Большинство плагиоклазовых зерен в гранодиоритах и диоритах имеет резко зональное строение. Ядро, обычно с таблитчатыми ограничениями, серицитизировано, карбонатизировано и окружено каймами водя-

но-прозрачного олигоклаза (рис. 30). В тех случаях, когда ядро серицитизировано не полностью и в нем сохраняется двойниковая штриховка, видно, что она всегда ограничивается каймой олигоклаза и в кайме не прослеживается. Там, где наблюдаются постепенные переходы от гранитов через гранодиориты и кварцевые диориты к габбро, можно видеть, что пластики олигоклаза ядер реликтовый и принадлежит первой интрузивной фазе (конкретные примеры таких переходов приведены в главе четвертой при описании скв. 801). В краевых частях ксенолитов габбро-диабазов, в которых еще отчетливо сохраняется офитовая структура, зерна пластики олигоклаза того же состава (это можно определить, если они не серицитизированы) и габитуса, что и в центре ксенолита, окружаются каймами водяно-прозрачного олигоклаза. В диоритах, а затем в гранодиоритах все в большем количестве появляются уже отдельные зерна олигоклаза, а мощность кайм несколько увеличивается. Промежутки между зернами пластики олигоклаза заполняются кварцем и щелочным полевым шпатом. Обычно такие взаимоотношения наблюдаются в брекчиивидно-такситовых породах, которые характеризуются наличием многочисленных ксенолитов и быстрыми переходами между породами. В сравнительно однородных по составу гранодиоритах и кварцевых диоритах можно наблюдать все стадии растворения идiomорфных чужеродных ядер с образованием плавно зональных пластики олигоклазов с совершенно постепенной сменой зон, без резких границ между ними. Ядро в этом случае приобретает состав андезина или лабрадора (максимум V), а периферия, как и в описанном выше случае,—состав олигоклаза или, из-

редка, альбита. В крупных по размеру и более однородных по составу телах диоритов и гранодиоритов (типа тех, что залегают на горе Большой Куйбас) плавно зональные плагиоклазы преобладают.

Наблюдения над зональностью позволяют сделать некоторые выводы о генезисе плагиоклаза. Зональные плагиоклазы в гранитах характеризуются небольшой разницей в составе между ядром и краевой частью зерна (обычно пять-десять номеров). В породах гранодиоритового ряда разница в составе между ядром и периферией составляет 30—40 номеров, причем состав краевой части зерна в большинстве случаев соответствует либо олигоклазу максимума III (более чем в 60% от замеренных зональных зерен), либо альбиту максимума II (см. рис. 26). То есть наиболее характерные для гранитов плагиоклазы — это тот предел, к которому в процессе кристаллизации стремятся составы плагиоклазов гранодиоритов и кварцевых диоритов. Более резкая зональность гранодиоритовых и диоритовых плагиоклазов, как это следует из приведенных выше данных, обусловлена тем, что ядра их сложены реликтовым плагиоклазом габбро.

Максимум IV в породах гранодиоритового ряда выражен более отчетливо, чем подобный максимум в гранитах, и соответствует плагиоклазам, кристаллизовавшимся из контаминированной магмы.

Слабо зональные зерна плагиоклаза имеют в основном изометричную форму и обволакиваются каймами перитита (рис. 31), как и олигоклаз максимума III.

Содержание  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $CaO$  в плагиоклазах кварцевых диоритов приведено ниже, в вес. %:

№ образца	$K_2O$	$Na_2O$	$CaO$	Состав плагиоклаза
41 . . . 0,7	4,98	6,5	$Or_5$	$Ab_{55}$
40 . . . 2,17	7,68	2,03	$Or_{14}$	$Ab_{75}$

В обр. 40 плагиоклаз несколько серицитизирован, слабо зональный, в обр. 41 — свежий, плавно зональный (по оптическим данным — ядро № 50, периферия № 20).

Как показал Сен (Sen, 1959), содержание калия в плагиоклазах зависит в основном от температуры кристаллизации и от концентрации калия в окружающей среде. При субмагматических температурах средние по составу плагиоклазы могут содержать в твердом растворе только ограниченное количество калиевого полевого шпата. Имеющиеся в нашем распоряжении анализы обр. 41 и 8 показывают, что в олигоклазах и андезинах содержание калия примерно одинаково, а в альбит-олигоклазе (обр. 40) резко повышается.

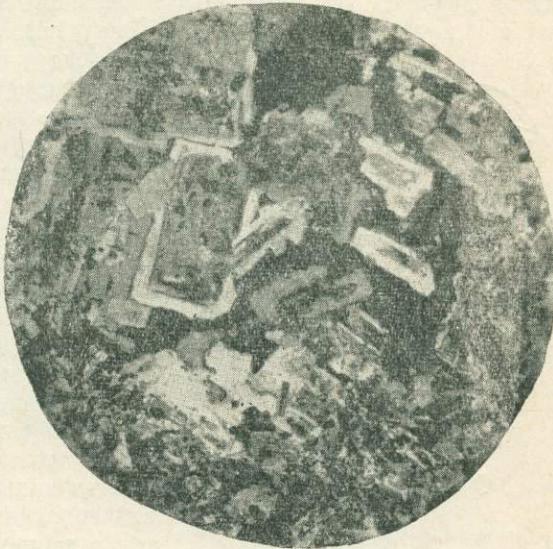


Рис. 30. Резко зональный плагиоклаз в трондемите на контакте с ксенолитом роговообманково-плагиоклазового роговика. В ядре сильно серицитизированный андезин, в периферии — водяно-прозрачный олигоклаз. Скв. 801, гл. 151, 2 м. Николи+, диам. 4 мм.

Законы двойникования в олигоклазах максимумов III и IV в породах гранодиоритового ряда такие же, как и в соответствующих олигоклазах гранитоидов, что еще раз подтверждает их генетическое единство. Более основной плахиоклаз, обрастающий каймами несвойникованного водяно-прозрачного олигоклаза, резко отличается по характеру двойникования тем, что в нем преобладают двойники с плоскостью срастания по (010), составляющие более 80% всех исследованных зерен (см. табл. 12).

Степень упорядоченности альбита № 6—10, по В. Е. Трегеру (1958), всегда равна 1. В олигоклазах в большинстве случаев степень упорядоченности оказывается равной 0,75 (Марфунин, 1962), но определение упорядоченности в олигоклазах оптическими методами затруднено, и эту цифру следует проверить рентгеновскими методами.

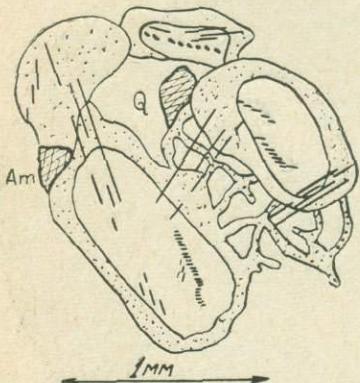


Рис. 31. Каймы пертита вокруг плахиоклаза.

Q — кварц, Am — роговая обманка; прямые линии — иглокочки апатита. Обр. 50.

Альбитом сложены и описанные выше (глава первая) многочисленные дайки и пластовые залежи гранит-порфиров в районе горы Магнитной.

Макроскопически цвет альбита изменчив. Преобладают белые альбиты, но иногда встречаются и ярко-розовые. Под микроскопом он имеет свежий вид, но никогда не бывает водяно-прозрачным.

Характерная особенность описываемого альбита — его шахматное строение, которое обычно развивается по периферии зерен (рис. 32, а, б). Двойникование ядра и периферии происходит по одному и тому же закону. В подавляющем большинстве случаев (90% общего числа замеров) отмечаются двойники по (010) с некоторым преобладанием двойников по карлсбадскому закону (см. табл. 2). При этом характерно, что в большинстве случаев последние оказываются полисинтетическими, хотя и состоят из небольшого числа индивидов. Так как полисинтетические двойники по карлсбадскому закону необычны, приводим микрофотографию такого двойника и координаты двойниковой оси для верхнего зерна на рис. 32, б:  $N_p = 84^\circ 5'$ ,  $N_g = 71^\circ 5'$ ,  $N_m = 19^\circ$ ; координаты полюса спайности:  $N_p = 88^\circ$ ,  $N_g = 19^\circ$ ,  $N_m = 72^\circ$ ,  $+2V = 74^\circ$ . Периферические части этих зерен также сдвойникованы по карлсбадскому закону. Как будет показано ниже, шахматный альбит имеет эпимагматическое происхождение. В свете этого широкое развитие в таком альбите карлсбадских двойников противоречит данным Гограй (Gogai, 1951), согласно которым подобные двойники характерны в основном для изверженного плахиоклаза.

Эпимагматическое происхождение альбита подтверждается особенностями его выделений в породах. Периферическая часть альбитовых зерен, имеющая шахматное строение, по своей морфологии повторяет широко развитые каймы пертитов вокруг плахиоклаза. А. Н. Заварицкий (1927), опи-

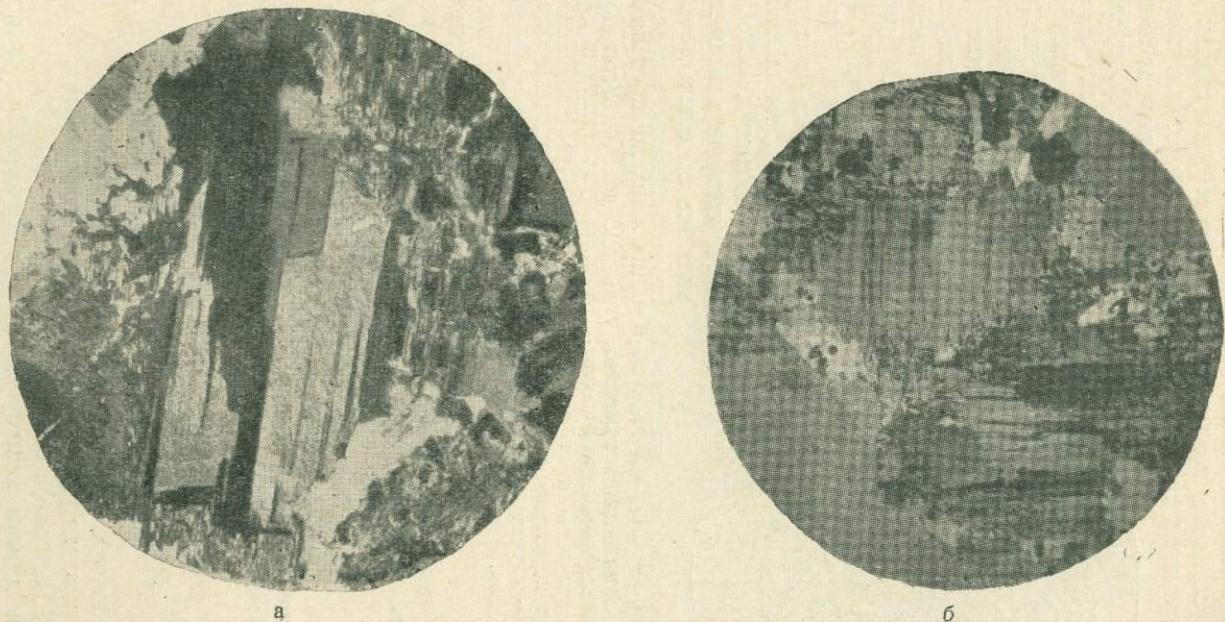


Рис. 32. Каймы шахматного альбита:  
а — обр. 30, б — обр. 239/170, Николи+, диам. 4 мм.

сывая такие каймы в гранитах горы Атак, высказал предположение, что «шахматный альбит здесь... образовался путем вытеснения веществом альбита вещества калиевого полевого шпата в аортоклазе или в микропертите уже после его образования». Наши наблюдения полностью подтверждают это предположение. Помимо кайм шахматного альбита в отдельных образцах альбитовых гранитов можно наблюдать каймы пятнистого альбита. Пятнистость обусловлена скоплением тончайших реликтовых включений. В кайме они отражают пятнистую структуру перита, а в плагиоклазовом

зерне подчеркивают бывшую зональность (рис. 33). Обособленные зерна перита в этих же образцах (определенные по ксеноморфным очертаниям) замещаются шахматным альбитом. Из приведенных примеров видно, что альбитом замещаются все полевые шпаты породы (это подтверждают, в частности, данные химических анализов, см. табл. 19, обр. 29—33, 54—55, которые показывают, что калиевого полевого шпата в породах практически нет), но шахматное строение возникает только в том альбите, который замещает перит. Об этом же свидетельствует и присутствие шахматного альбита в некоторых характерных структурах, где формы его выделения являются несомненным признаком замещения перита. Так, неоднократно наблюдались микропегматитовые структуры, в которых полевой шпат представлен шахматным альбитом,

Рис. 33. Пятнистый альбит, заместивший плагиоклаз и перит. Пятнистость альбита повторяет бывшую зональность плагиоклаза. Ксеноморфные зерна перита замещены шахматным альбитом. Справа видна кайма шахматного альбита вокруг нормально сдвойникованного альбита. *Am* — роговая обманка. Обр. 33, диам. 4 мм.

находящимся в таком же количественном соотношении с кварцем, как и в кварц-перитовом микропегматите (см. табл. 14, обр. 54, 55), а в скв. 807 были встречены аплиты, в которых весь перит замещен шахматным альбитом.

Химический анализ шахматного альбита из обр. 30 (скв. 807, гл. 1284,5 м), промытого в слабом растворе соляной кислоты, дал следующие результаты, в вес. %:

$K_2O$	$Na_2O$	$CaO$	Состав плагиоклаза
0,1	9,9	0,4	$Or_{0,6} Ab_{97,4} An_2$

Характерно низкое содержание калия в альбите.

Кроме того, как мы уже отмечали, альбит развивается и по зонам дробления в гранитах. Иногда он также обладает шахматной структурой, но чаще характеризуется тонким неправильным двойникованием, при котором отдельные двойниковые полоски приобретают веретенообразную форму. Так как подобный альбит развит только в зонах дробления, то можно предполагать, что замещение плагиоклаза альбитом и возникновение в последнем своеобразной двойниковой штриховки связано с деформацией, сопровождающей дробление. Волнистое угасание альбита и форма двойниковых полос (рис. 34) подтверждают предположение о возникновении двойникования в процессе деформации (*glide twinning*, Vance, 1961; рис. 2). Многочислен-

ные трещины в альбите заполняются карбонатом, образующимся при деанортитизации первичного плахиоклаза.

Вопрос о происхождении шахматного альбита обсуждается в литературе давно. Существуют две основные точки зрения. Бекке (Becke, 1905), Экснер (Exner, 1949), Н. А. Елисеев (1938) и многие другие считают, что шахматный альбит образуется при замещении калиевого полевого шпата (по Бекке — микроклина). Экснер дает следующую схему: распад калиево-натриевого полевого шпата с образованием пертита, переход калиевого полевого шпата в низкотемпературную форму (микроклин) и затем замещение микроклина альбитом с образованием шахматной структуры. Другие исследователи (Ким, 1957; Starkey, 1959) считают, что шахматное строение возникает за счет полисинтетического двойникования в первичных плахиоклазах при деформациях. Старки, признавая оба способа образования шахматного альбита, отмечает, что эти деформации посткристаллизационные. Он считает, что в обоих случаях альбит может возникнуть при замещении калиевого полевого шпата в магматическую стадию, а шахматное строение появляется позднее в результате стресса. Некоторые исследователи (Ким, 1957; Малахова, 1963) отмечают, что при образовании шахматного альбита за счет полисинтетически сдвойникованного плахиоклаза состав последнего существенно не меняется.

Приведенные выше данные показывают, что в магнитогорских гранитоидах отмечаются оба способа образования шахматного альбита с некоторыми особенностями.

1. Образование шахматного альбита сопровождается полной деанортитизацией плахиоклаза.

2. Шахматное строение возникает лишь при замещении пертитов и при деформациях. Замещение альбитом полисинтетически сдвойникованного плахиоклаза не приводит к появлению в альбите шахматного строения. Этим и объясняется появление «шахматных» оторочек альбитовых зерен (на месте пертитовых кайм).

Шахматный альбит характеризуется устойчивым значением угла  $+2V = 74 \pm 77^\circ$  (рис. 35). Значительные колебания угла  $2V$  отмечаются в альбите из вкрапленников гранит-порфиров при преобладании положительных значений, по абсолютной величине превышающих угол оптических осей шахматного альбита.

Большие колебания угла  $2V$  наблюдаются у альбита максимума II — от  $+76^\circ$  до  $-73^\circ$  при среднем значении  $+89^\circ$  (см. рис. 26). Такое среднее значение имеет и угол оптических осей альбитов, входящих в состав пертитов. Замеры угла оптических осей альбитов выполнены с наибольшей точ-

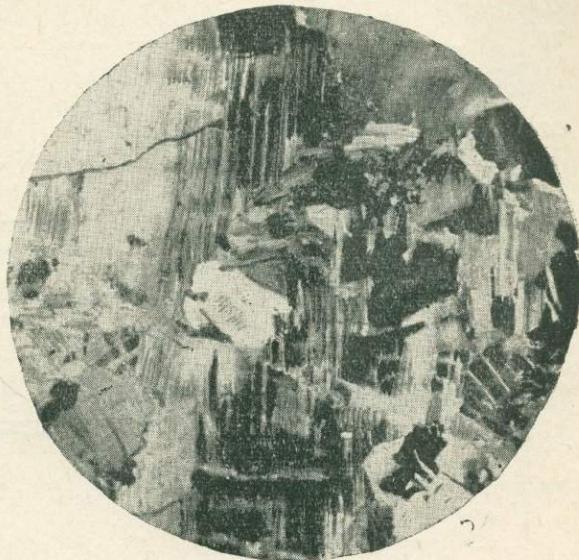


Рис. 34. Двойники скольжения, образованные в альбите в результате деформации. Характерна примерно одинаковая ориентировка индивидов в различных зернах альбита. Николи+, диам. 2 мм.

ностью, так как их зерна удобны для исследований — отсутствует зональность, четко выражено двойниковое строение. Поэтому колебания в величинах угла  $2V$  ни в коем случае не объясняются ошибками определений. Почти все значения угла  $2V$  альбитов располагаются между кривыми для высокотемпературных и низкотемпературных плагиоклазов. Однако, как уже отмечалось, оптические свойства, характерные для высокотемпературных полевых шпатов, в альбитах не были обнаружены, поэтому причины разброса точек не вполне ясны. Очевидно, они не объясняются и возможны-

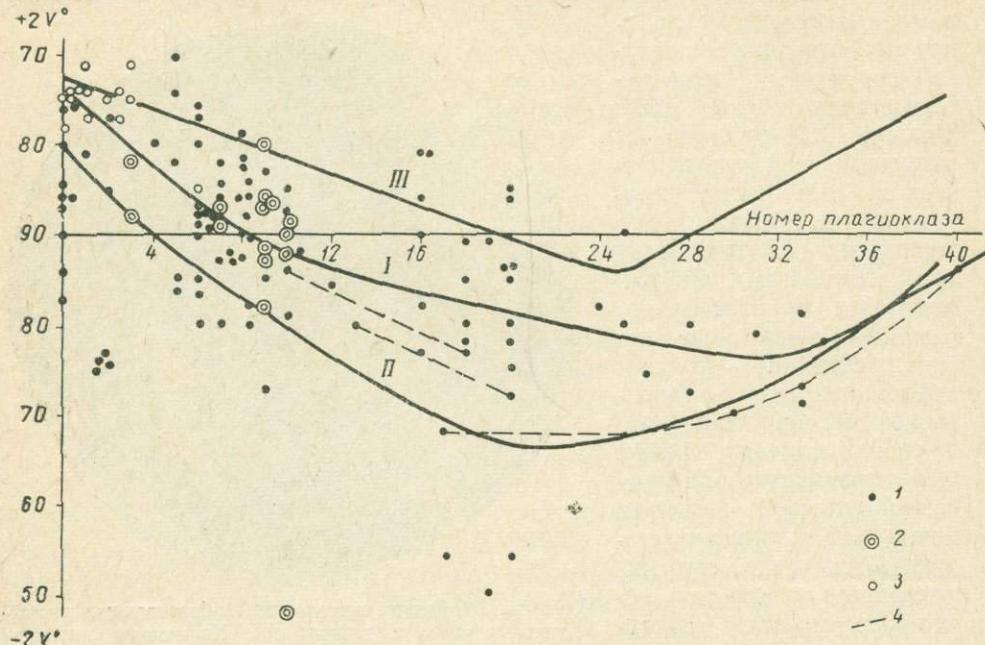


Рис. 35. Диаграмма углов оптических осей в плагиоклазах гранитоидов.

1 — обособленные зерна плагиоклаза; 2 — плагиоклаз в микропиритах; 3 — шахматный альбит;  
 4 — замеры угла  $2V$  в зональных зернах.  
 I — кривая средних значений угла оптических осей в магнитогорских гранитоидах; II — кривая для высокотемпературных плагиоклазов (по ван дер Каадену); III — кривая для низкотемпературных плагиоклазов (Марфунин, 1962).

ми колебаниями в содержании калиевого полевого шпата в твердом растворе плагиоклаза. Независимость величины угла  $2V$  от содержания калия подтверждается, в частности, тем, что неоднократно фиксировались различные значения угла  $2V$  у разных индивидов в двойнике одного и того же кристалла. Разница в значении угла  $2V$  достигает в отдельных случаях 10—15° (обычно до 5°).

Олигоклазы максимума III также характеризуются значительными колебаниями в величине угла  $2V$ , при среднем значении  $-84^\circ$ . Отрицательные значения зафиксированы в 80% общего числа замеров. Олигоклазы максимумов IV и V имеют средний угол  $2V = -77^\circ$  при колебаниях от  $-70^\circ$  до  $-82^\circ$ . В одном случае был измерен угол в  $90^\circ$ .

Общая тенденция изменения угла  $2V$  в зависимости от содержания анортита в плагиоклазе (линия I, см. рис. 35) подчеркивается наблюдениями в зональных зернах. В тех случаях, когда ядро сложено олигоклазом максимума III, к периферии угол  $2V$ , измеренный относительно Nr увеличивается. Если же этот плагиоклаз слагает периферию, то в направлении от ядра угол  $2V$  уменьшается. Обращает на себя внимание, что зерно, в ко-

тором ядро представлено андезином № 40, а периферия — олигоклазом № 17, имеет значения угла  $2V$ , хорошо совпадающие с кривой для высокотемпературных плагиоклазов. Степень упорядоченности у этого плагиоклаза равна 0,7.

**Калиево-натриевые полевые шпаты.** Наибольшим развитием пользуются в гранитах и граносиенитах, где они, наряду с плагиоклазом и кварцем, являются главными минералами. Количество их колеблется от 15 до 62% (см. табл. 7). Больше всего щелочного полевого шпата в перитовых гранитах южной части Куйбасовского массива.

Весь калиево-натриевый полевой шпат в гранитоидах представлен микроп- и криптоперититом. Гомогенный полевой шпат отсутствует. У А. Н. Заварницкого есть указания на однородный калиевый полевой шпат, но нами такого встречено не было. Зерна, которые в обычных шлифах кажутся однородными, при большом увеличении в тонких шлифах обнаруживают явные признаки тончайшего перитового строения.

Периты в описываемых гранитоидах встречаются в виде отдельных зерен, в виде кайм вокруг плагиоклаза и вместе с кварцем входят в состав микролегматита.

Обособленные зерна перитита обычно встречаются в гранитоидах гранитной структуры. Они редко имеют собственные кристаллографические ограничения и всегда резко ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, но в сравнении с кварцем обладают достаточно четко выраженным идиоморфизмом. Только в граносиенитах часто наблюдаются хорошо образованные длинно-таблитчатые зерна микро- и криптоперититов, по габитусу и размерам похожие на описанные выделения альбита № 5—10 в тех же граносиенитах.

Альбитовые выделения в микроперититах имеют форму субпараллельно ориентированных прожилков, обычно неправильных, ветвящихся и быстро выклинивающихся. В идиоморфных зернах микроперитита из граносиенитов альбитовые вrostки всегда ориентированы под углом около  $80^\circ$  к (001), приближаясь к каким-то плоскостям из зоны, перпендикулярной (001).

Оптические свойства калиевого полевого шпата в микроперититах в большинстве случаев не могут быть измерены вследствие его замутненности. Двупреломление такого полевого шпата очень низкое. Обычно  $Ng - Np = 0,004$ , поэтому неизбежны значительные ошибки в определении угла  $2V'$  и других констант. Кроме того, измерения затрудняются выделениями альбита. В нескольких образцах были замерены  $-2V = 70 - 72^\circ$ , угол  $\perp (001) : Nm = 5^\circ$ , соответствующие ортоклазу.

Более точные данные получены по оптике криптоперититов. В криптоперититовых полевых шпатах, естественно, можно наблюдать только суммарные оптические свойства, обусловленные наличием двух фаз — калиево- и натриевой. Связь этих суммарных свойств с составом детально изучали Сленсер (1952), Марфунин (1961, 1962) и др.

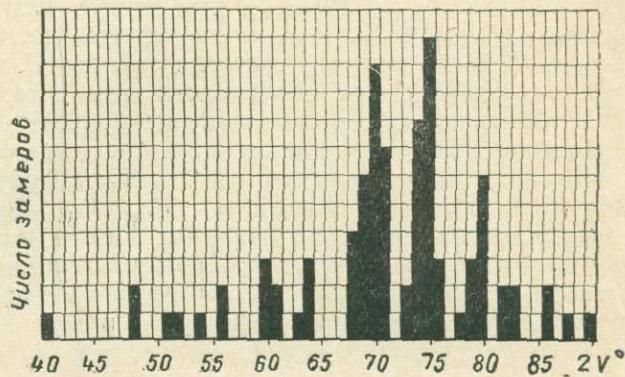


Рис. 36. Гистограмма распределения углов  $2V$  калиево-натриевых полевых шпатов.

Данные о величинах угла  $2V$  щелочных полевых шпатов приведены на рис. 36. Помимо наших измерений, здесь учтено 60 замеров А. Н. Заварицкого (1927). Последний большей частью отмечает, что угол  $2V$  замерен в ортоклазе, но так как мы отдельных зерен ортоклаза не обнаружили, то все данные сведены на одну диаграмму. Наиболее низкие значения угла  $2V$  ( $56^\circ$  и меньше) измерены А. Н. Заварицким.

Все наши определения выполнены в манебахских или в эстерельских двойниках криптолерита по двум выходам оптических осей. В области наиболее часто встречающихся значений ( $68$ — $80^\circ$ ) наши данные хорошо совпадают с измерениями А. Н. Заварицкого. В этой области около 75% измерений приходится на два максимума  $-70$  и  $-75^\circ$  при среднем значении  $-2V=73^\circ$ . Из 14 измерений угла  $2V$  со средним значением  $-80^\circ$  доля приходится на каймы перитта вокруг плагиоклаза.

Углы  $\perp$  (001):  $Nm$  для криптолеритов составляют  $6$ — $12^\circ$ . Из 24 замеров в 15 были получены значения от  $9$  до  $11^\circ$  при среднем  $10,5^\circ$ . Все измерения проведены в манебахских или эстерельских двойниках. По А. Н. Заварицкому, среднее значение  $\perp$  (001):  $Nm = 8^\circ 40'$ , при среднем отклонении  $1^\circ 20'$ . По среднему значению углов  $2V$  и  $\perp$  (001):  $Nm$  состав криптолеритов определяется как  $Or_{55}Ab_{45}$  (Марфунин, 1962). По Э. Спенсеру (1952), их состав соответствует  $Or_{56}Ab_{42}$ . Кроме того, состав периттов определялся и химическим анализом. Перитт был выделен из периттового гранита юго-восточной части Куйбасовского массива. От плагиоклаза проба очищена под бинокуляром, но некоторое количество кварца осталось. Полученные результаты приведены ниже, в вес. %:

$SiO_2$	66,4	$MgO$	Следы
$TiO_2$	Нет	$CaO$	0,85
$Al_2O_3$	18,9	$Na_2O$	4,3
$Fe_2O_3$	0,31	$K_2O$	9,1
$FeO$	Нет	$BaO$	Нет
$MnO$	Нет	П. п. п.	0,21
Сумма . . . . .			100,07

Анализировался обр. 326/220, количественный минеральный состав которого приведен в табл. 7. Состав перитта  $Or_{56}Ab_{39}An_5$ , что точно соответствует составу периттов в целом и составу плагиоклаза в них, определенным по оптическим свойствам.

Кроме того, в ряде шлифов, где были встречены сравнительно грубые микролериты, на интеграционном столике было подсчитано количественное соотношение калиевой и натриевой фаз в периттах. Измерения проводили при большом увеличении в специально изготовленных тонких шлифах. Подсчеты делались только в зернах с равномерно распределенными выделениями альбита. Результаты приведены в табл. 13. Колебания в содержании отроклаза сравнительно невелики (48—60%). Состав периттов по этим данным хорошо согласуется с составом, определенным по оптическим свойствам и химическому анализу, что, в свою очередь, служит дополнительным подтверждением приведенному составу периттов и свидетельствует о чистоте натриевой и калиевой фаз периттов.

Таким образом, калиево-натриевые полевые шпаты, наблюдаемые в виде обособленных зерен в гранитах и граносиенитах магнитогорских массивов, представляют собой типичные перитты распада, состоящие из 55% калиевого полевого шпата и 45% альбита № 8—10. В периттах такого состава обычно весь натриевый полевой шпат выделяется в виде пластинок, сдвоенныхных по альбитовому закону (Спенсер, 1952; Марфунин, 1962). Такую же картину мы наблюдаем и в описываемых периттах.

Таблица 13.

Состав перитотов в породах второй интрузивной фазы по данным подсчетов в шлифах

№ образца	Порода	Количество подсчитанных зерен	№ плагиоклаза в перитите	Содержание ортоклаза в перитите, %	Примечание
19	Гранит микропегматитовый .	7	9	55, 55, 55, 54, 56, 52	Отдельные зерна перитита
19	Гранит микропегматитовый .	3	9	55, 54, 55	Перитит в микролегматите
19	Гранит микропегматитовый .	3	16	60, 61, 57	Каймы вокруг зерен плагиоклаза
17	Гранит . . . . .	6	7	53, 54, 57, 55, 55, 56	Отдельные зерна перитита
327/225	Гранит . . . . .	1	9	48	
291/299	Гранит . . . . .	2	9	55, 54	
291/229	Гранит . . . . .	3	15	60, 62, 58	Каймы перитита
263/334	Гранит . . . . .	5	10	55	
263/330	Гранит . . . . .	2	9	53, 52	
266/337	Гранит . . . . .	1	5	60	
267/158	Гранит . . . . .	2	7	60, 55	Отдельные зерна перитита
239/150	Гранит . . . . .	1	9	52	
298/263	Гранодиорит . . . . .	2	12	65, 59	
276/321	Гранодиорит . . . . .	3	9	57, 60, 62	
270/305	Кварцевый дисрит . . .	1	15	61	
317/281	Кварцевый диорит . . .	3	16	56, 60, 60	Отдельные зерна и каймы

В гранодиоритах и кварцевых диоритах, наряду с типичным для гранитов перититом, отмечаются зерна перитита, несколько отличного по составу. Обычно он характеризуется криптоперититовым строением, но в микроперититовых зернах удалось в ряде шлифов довольно точно подсчитать соотношение калиевой и натриевой фаз (см. табл. 13). Содержание калиевого полевого шпата в таких перититах заметно выше, чем в перититах гранитов, и колеблется от 57 до 65 %. Кроме того, плагиоклаз в гранодиоритовых перититах богаче аортитом и в ряде случаев отвечает олигоклазу. Подобное соотношение между общим составом породы, составом плагиоклаза в ней (подробно описано выше) и составом перититов свидетельствует о несомненно магматическом происхождении последних (см. главу третью).

Наиболее разнообразны каймы перитита, обрастающие идиоморфные зерна плагиоклаза. Среди них выделяются перититы распада и перититы замещения. Последние развиты слабо.

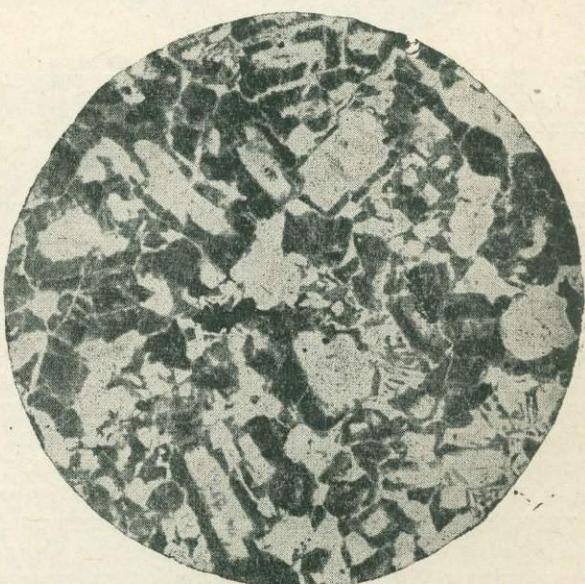


Рис. 37. Каймы криптоперитита (темное) вокруг плагиоклаза в мелкозернистом граните Московского массива. Обр. 45, без анализатора, диам. 4 мм.

Каймы перититов распада обычно имеют резкие границы с зерном пла-  
гиоклаза (рис. 37). Состав последнего скачкообразно меняется от олиго-  
клаза № 16—20 в обрастающем зерне до альбита № 8—10 в кайме перитита.  
По наблюдениям в шлифах устанавливается разрыв во времени кристал-  
лизации плахиоклаза и перитита, о чем, в частности, свидетельствует обра-  
стание перититом раздробленных зерен плахиоклаза. Внешние части каймы  
часто графически срастаются с кварцем (см. рис. 31, 41). На основании по-  
добных фактов однозначно определяется следующий порядок кристаллизации  
салических минералов гранитоидов: плахиоклаз — калиево-натриевый

полевой шпат — кварц +  
+ калиево-натриевый полевый шпат.

Перититы замещения встречаются исключительно в виде кайм вокруг плахиоклаза. Иногда они почти целиком замещают плахиоклаз, от которого остаются реликты в виде участков неправильной формы в центральной части перититового зерна. Морфология кайм перититов замещения довольно однообразна. Обычно хорошо сохраняется таблитчатая форма зерна, а кайма имеет неправильные ограничения. Внутренние ограничения каймы нечеткие, так как от периферии каймы к ее центру количество калиевого полевого шпата уменьшается. В этом же направлении увеличивается

количество ортоклазовых выделений в плахиоклазе;

обычно периферическое строение, а во внутренней

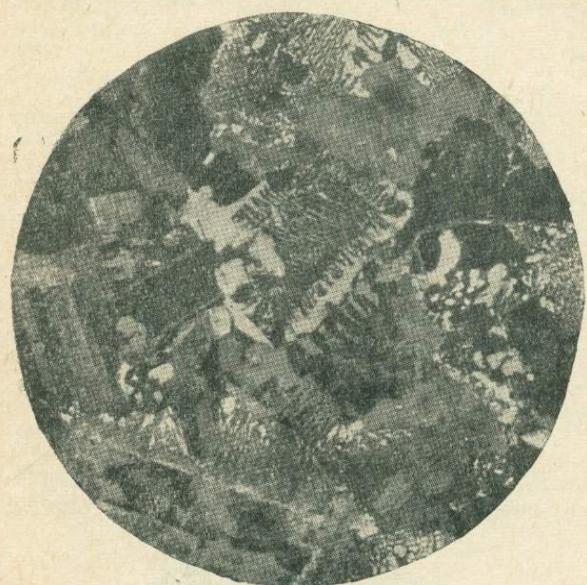


Рис. 38. Замещение плахиоклаза и перитита кварцем с образованием микропегматита в граносиените. Хорошо сохраняется зональность полевошпатовых зерен (в центре). Обр. 262/323. Николи+, диам. 3 м.м.

крупность ортоклазовых выделений в плахиоклазе; каймы имеют криптоперититовое строение, а во внутренней части крупность выделений калиевого полевого шпата достигает 0,1 м.м. Ориентированы они всегда грубо перпендикулярно граням плахиоклазового зерна. Состав плахиоклаза в перититах замещения колеблется от олигоклаза до типичного для перититов альбита № 8—10. В зональных плахиоклазах, которые обрастают микропертитом, видно, что состав плахиоклаза в перитите постепенно меняется в сторону уменьшения количества аортита к периферии каймы. В отличие от перититов распада, количественное соотношение калиевой и натриевой фаз в перититах замещения не остается постоянным и в пределах каймы изменяется в сторону увеличения количества первой к периферии. Таким образом, если в перититах распада с более основным плахиоклазом ассоциирует большее количество калиевого полевого шпата, то в перититах замещения в зональных плахиоклазовых зернах мы наблюдаем обратную картину.

Взаимоотношения кайм и обособленных зерен перитита с микропегматитом, состоящим из кварца и перитита, сводятся к следующим основным случаям.

1. Каймы и обособленные зерна перитита имеют резкие границы с микропегматитом, который обрастает их. В этом случае полевой шпат в микропегматите имеет отличную от обрастающего перитита оптическую ориенти-

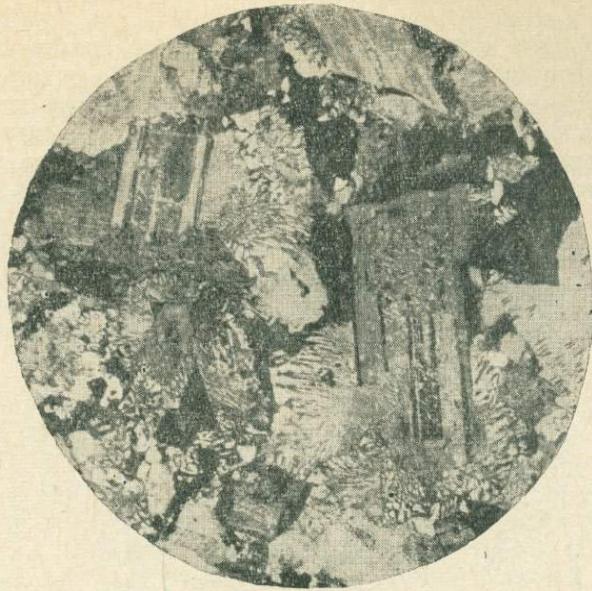


Рис. 39. Типичный микропегматит граносиенитов, выполняющий промежутки между идиоморфными таблицами альбита. Характерно расположение вростков щелочного полевого шпата примерно перпендикулярно граям плагиоклазовых зерен, что приводит к появлению на углах кристаллов радиальной структуры. Обр. 263/322. Николи+, диам. 3 мм.

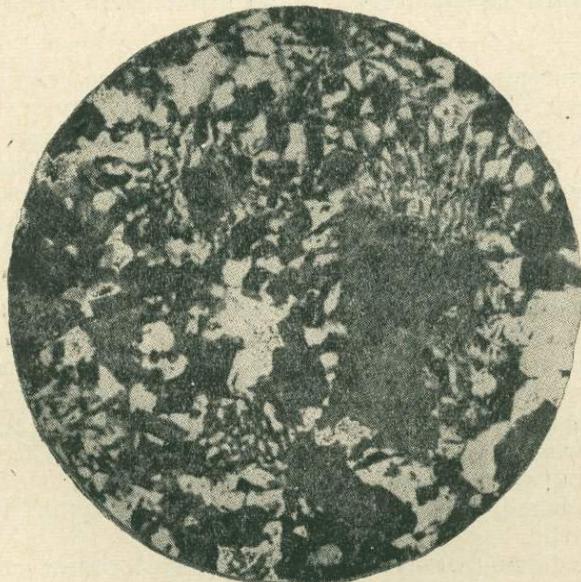


Рис. 40. Участок микропегматитовой структуры в гранитах. Справа видно срастание внешней части перититового зерна с кварцем с образованием микропегматита. Обр. 268/335, без анализатора, диам. 3 мм.

ровку. Подобные взаимоотношения наиболее характерны для граносиенитов.

2. Краевые части кайм и обособленных зерен пертита постепенно переходят в микропегматит; та часть полевошпатового зерна, которая срастается с кварцем, сохраняет оптическую ориентировку остальной части зерна (т. е. полевой шпат в микропегматите и в отдельных зернах имеет одинаковую ориентировку). Чаще такие соотношения между пертитом и микропегматитом наблюдаются в гранитах, гранодиоритах (см. рис. 31, 39, 41).

3. Иногда наблюдается замещение плагиоклаза и щелочного полевого шпата кварцем с образованием графических структур (рис. 38). При этом обычно сохраняются контуры полевошпатовых зерен, их зональность и различная оптическая ориентировка индивидов простых двойников.

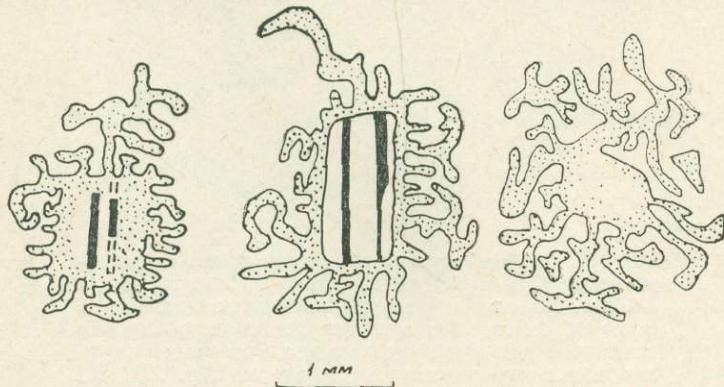


Рис. 41. Морфология кайм пертита вокруг плагиоклаза и отдельных зерен пертита (справа) в микропегматитовой структуре в гранитах.

Микропегматитовые структуры широко распространены в магнитогорских гранитоидах. Выше мы отмечали, что микропегматит граносиенитов морфологически отличается от гранитного микропегматита тонкостью и правильностью строения (рис. 39). Эти морфологические различия вызваны особыми условиями кристаллизации и различным ходом изменения состава расплава в процессе кристаллизации, на которых мы остановимся ниже. В граносиенитах микропегматит выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза. Граница между плагиоклазом и микропегматитом резкая, без взаимных прорастаний. Если наблюдаются каймы пертита вокруг плагиоклаза, то они обычно резкие и тонкие, без следов замещения. На границе с плагиоклазом вrostки пертита в микропегматите обнаруживают тенденцию к ориентировке перпендикулярно граням плагиоклазового зерна. Нередко это приводит к тому, что на углах плагиоклазовых зерен образуются радиальные образования микропегматита (рис. 39). Обычно кварцевые вростки ориентированы таким образом, что  $Nr$  кварца грубо параллельна (100) полевого шпата, образуя с ней угол в  $0-15^\circ$ , угол  $Nr : (010)$  колеблется от  $0$  до  $60^\circ$ .

В гранитах обычно отмечаются переходы кайм и отдельных зерен пертита в микропегматит. Плагиоклаз с пертитом и последний с микропегматитом часто находятся в реакционных взаимоотношениях. Микропертит образует как обособленные зерна, так и входит в состав микропегматита, который взаимными прорастаниями связан с пертитом в каймах и в обособленных зернах (рис. 40). Часто большая часть гранитного микропегматита представлена срастанием кварца с пертитом краевых частей кайм и отдельных

зерен, чем и обусловлена его неправильная форма и частые переходы микропегматитовой структуры в гранитную. Обычно вrostки пертита, входящие в состав микропегматита, ориентированы грубо перпендикулярно ограничениям каймы или зерна, от которого они отходят (рис. 41). Это важная морфологическая особенность микропегматитовой структуры будет рассмотрена подробнее в главе третьей.

Из-за тонкости срастания состав пертитов в микропегматите в большинстве случаев не может быть определен путем подсчета в шлифах. Лишь в образце микропегматитового гранита из скв. 801 удалось подсчитать соотношение ортоклаза и альбита (см. табл. 13, обр. 19). Оно оказалось таким же, как и в обособленных зернах пертита —  $Or_{55} Ab_{45}$ . Химический состав микропегматита, выделенного из граносиенита западного эндоконтакта Куйбасовского массива, приводится ниже, в вес. %:

$SiO_2$	80,1	$FeO$	Нет	$Na_2O$	2,4
$Al_2O_3$	11,1	$MgO$	Следы	$K_2O$	5,6
$Fe_2O_3$	0,24	$CaO$	0,4		
				Сумма	99,84

Нормативный состав микропегматита по этому анализу следующий: кварц 41, ортоклаз 34,2, альбит 22,8, аортит 2,0% (24,8% плахиоклаза № 8). Расчетный состав пертита  $Or_{58} Ab_{39} An_3$  близко отвечает составу пертита в отдельных зернах, на котором мы останавливались выше.

Количественное соотношение кварца и щелочного полевого шпата в микропегматите может быть достаточно точно определено подсчетами в тонких шлифах при большом увеличении. Для подсчета выбирались шлифы со сравнительно правильным и равномерным микропегматитом. Результаты приведены в табл. 14. Они хорошо согласуются с результатом хими-

Таблица 14

Состав микропегматита в породах второй интрузивной фазы по данным подсчетов в шлифах

№ образца	Порода	Содержание, %		№ образца	Порода	Содержание, %	
		микро- пегма- тина	кварца в микро- пегма- тике			микро- пегма- тина	кварца в микро- пегма- тике
<i>Массивы горы Магнитной и Куйбасовский</i>							
19	Гранит . . . . .	60,5	40	262/323	Граносиенит . . . . .	—	39
290/299	Гранит . . . . .	40,8	40	263/333	Граносиенит . . . . .	—	41
263/334	Гранит . . . . .	11,6	42	325/207	Граносиенит . . . . .	—	42
263/330	Гранит . . . . .	32,0	41	305/246	Граносиенит . . . . .	—	38
289/296	Гранит . . . . .	52,3	48		Плагиогранит . . . . .	24	40*
266/337	Гранит . . . . .	38,0	39		Плагиогранит-пор-		
290/298	Гранит . . . . .	—	45		фир . . . . .	85	39*
24	Гранит (граносиенит)	60,0	41		То же . . . . .	80	38*
305/241	Гранит (граносиенит)	65,5	29	340/129	Плагиогранит . . . . .	—	39
324/206	Граносиенит . . . . .	36,7	40				
268/200	Граносиенит . . . . .	35,6	38	<i>Московский массив</i>			
266/327	Граносиенит . . . . .	47,1	35	45	Гранит . . . . .	56	39
266/334	Граносиенит . . . . .	36,3	39	46	Гранит . . . . .	64,4	39
318/208	Граносиенит . . . . .	37,5	38	218/134	Гранит . . . . .	—	40
				249/155	Гранит . . . . .	—	38
				238/141	Гранит . . . . .	—	40

\* Микропегматит состоит из альбита, местами шахматного, и кварца.

ческого анализа и свидетельствуют об устойчивом соотношении кварца и щелочного полевого шпата в микропегматите. Для характеристики степени однородности микропегматита в пределах шлифа приводим содержание кварца по отдельным подсчетным линиям в граните (обр. 19): 47, 40, 39,

43, 42, 46, 37, 33, 32, 34, 24, 38, 41, 39, 38, 40, 42, 33, 33, 34, 37, 50, 41, 44, 43, 40, 40, 42, 46, 40, 48, 42, 47, 36, 43, 39, 43, 37, 36, 44, 44, 36. Средняя длина линий 17 мм, расстояние между ними 0,3 мм. По равномерности распределения кварца и полевого шпата микропегматит в этом образце является промежуточным между типичным граносиенитовым и гранитным. Как показывает табл. 14, средние соотношения кварца и полевого шпата в микропегматите гранитов и граносиенитов совпадают даже при подсчете на небольшом участке. Для каждого образца подсчеты проведены в одном шлифе средней площадью 3,5 см<sup>2</sup>.

Таким образом, состав микропегматита в гранитоидах соответствует  $Q_{40} (Or_{55} Ab_{40} An_5)_{60}$  при колебаниях соотношения между кварцем и щелочным полевым шпатом не более 10% от этого среднего значения. Состав микропегматита близко отвечает составу тройного минимума системы альбит — ортоклаз — кварц — воды при давлении  $H_2O$  около 500 кг/см<sup>2</sup> (см. рис. 43).

**Моноклинный пироксен.** Наиболее развит в кварцевых диоритах, где ассоциирует с роговой обманкой, являющейся главным темноцветным минералом. Пироксеновые (без роговой обманки) кварцевые диориты редки и встречаются небольшими участками среди пироксен-роговообманковых и роговообманковых. В небольшом количестве пироксен отмечается в гранодиоритах, трондемитах и гранитах, также совместно с роговой обманкой. Плагиограниты и граносиениты его не содержат.

Моноклинный пироксен образует короткопризматические и неправильной формы зерна, имеющие обычно меньшие размеры, чем зерна полевого шпата. Большой частью пироксен бесцветный или со слабым зеленоватым оттенком. Почти всегда в той или иной мере амфиболизирован. Часто полностью замещен роговой обманкой.

Таблица 15

Оптические свойства пироксенов пород второй интрузивной фазы

№ образца	Порода	Показатель преломления					
		Ng	Nm	Np	Ng-Np	c Ng, град	+2V, град
289/295	Гранодиорит . . . . .	1,713	—	1,686	0,027	—	—
42	Гранодиорит (трондемит) . . .	1,712	—	1,685	0,027	39	56
39	Кварцевый диорит . . . . .	1,709	—	1,680	0,029	40	57,55
41	Кварцодержащий диорит . . .	1,718	—	1,690	0,028	43	58,53
289/290	Кварцевый диорит . . . . .	1,710	1,684	1,680	0,030	41	55,56
290/271	» . . . . .	1,712	—	1,684	0,028	40	54,56
230/324	Кварцодержащий диорит . . .	1,712	—	1,683	0,029	39	58,55
319/149	» . . . . .	1,710	—	1,685	0,025	42	56
326/206	» . . . . .	—	—	1,689	—	—	—
388*	Кварцевый диорит . . . . .	—	—	—	0,023	45	43
848*	» . . . . .	—	—	—	0,029	38	58
875*	Диорит . . . . .	—	—	—	—	40—44	59,5

\* Данные А. Н. Заварицкого (1927).

Оптические свойства пироксена приведены в табл. 15. По оптическим свойствам пироксен гранитоидов полностью аналогичен габбровому. Железистость его, по В. Е. Трегеру (1958), колеблется от 25 до 38, т.е. в тех же пределах, что и железистость пироксена габброидов, определенная по химическому составу и оптическим свойствам. В переходных разностях от габбро к кварцевым диоритам отчетливо устанавливается, что в последних пироксен — реликтовый минерал. Оптические свойства и состав пироксена подтверждают эти наблюдения (подробнее о переходе габбро в кварцевые

Таблица 16

## Оптические свойства роговых обманок пород второй интрузивной фазы

<i>№</i> образца	Порода	<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>	<i>N<sub>g</sub>-N<sub>p</sub></i>	<i>cN<sub>g</sub>, град</i>	<i>-2V°,</i> <i>град</i>	Окраска по <i>N<sub>g</sub></i> , морфология
---------------------	--------	----------------------	----------------------	----------------------	------------------------------------	-----------------------------	-----------------------------	---

*Массивы горы Магнитной и Куйбасовский*

## Гранитный ряд

17	Гранит . . . . .	1,656	—	1,637	0,019	19	74,80	Зеленая, слабово-локнистая
19	» . . . . .	1,660	1,648	1,638	0,022	17	—	То же
21	» . . . . .	1,662	—	1,637	0,025	19	82	Буровато-зеленая
326/220	» . . . . .	1,664	—	1,639	0,025	21	—	»
289/266	» . . . . .	1,662	1,651	1,641	0,021	18	—	»
335*	» . . . . .	—	—	—	—	22	88	
397*	» . . . . .	—	—	—	—	17—22	77	Буровато-зеленая
247*	» . . . . .	—	—	—	0,015	18—25	90	
509*	» . . . . .	—	—	—	—	24	72	Почти бесцветная

## Граносиенитовый ряд

24	Гранит (граносиенит)	1,657	—	1,636	0,021	16	—	Зеленая, волокнистая
27	Граносиенит . . . . .	1,656	—	1,638	0,018	—	—	
28	» . . . . .	1,660	—	1,639	0,021	18	—	Светло-зеленая, волокнистая
856*	» . . . . .	—	—	—	—	17	84	
858*	» . . . . .	—	—	—	0,021	15	80	

## Гранодиоритовый ряд

36	Гранодиорит . . . . .	1,656	—	1,635	0,021	19	78,80	Светло-зеленая, слабоволокнистая
325/193	» . . . . .	1,662	—	1,642	0,020	18	77,81	Буровато-зеленая
288/305	» . . . . .	1,660	1,650	1,641	0,019	17	75	
42	Трондемит . . . . .	1,662	—	1,647	0,015	17	70,75	Буровато-зеленая, светлая
43	» . . . . .	—	—	—	—	18	69,73	То же
39	Кварцевый диорит . . . . .	1,660	—	1,639	0,021	20	—	Светло-зеленая
40	Кварцодержащий диорит . . . . .	1,660	—	1,635	0,025	19	77	»
41	То же . . . . .	1,668	—	1,644	0,024	18	—	Буровато-зеленая
9/6—1*	Кварцевый диорит . . . . .	—	—	—	0,024	19	83	
951*	» . . . . .	—	—	—	0,023	16	84	Однородная, местами волокнистая
938*	» . . . . .	—	—	—	0,021	16	69,70	Волокнистая

## Московский массив

46	Гранит порфировидный	1,657	—	1,632	0,025	15	—	Светло-зеленая, слабоволокнистая
268/62	» . . . . .	1,659	1,646	1,636	0,023	17	—	Буровато-зеленая, светлая
47	Гранит сферолитовый	1,657	—	1,633	0,024	19	77	То же
50	Кварцевый диорит	1,652	—	1,630	0,022	21	—	Буровато-зеленая
51	» . . . . .	1,660	—	1,636	0,024	19	76,80	»
52	» . . . . .	1,664	—	1,643	0,021	20	77	Зеленая

\* Данные А. Н. Заварицкого (1927).

диориты см. в главе четвертой). Если в габброидах состав пироксена закономерно меняется с изменением валового состава породы, то в породах второй интрузивной фазы состав пироксена не зависит от состава породы (см. рис. 49). Это может служить дополнительным признаком его реликтового происхождения.

**Роговая обманка.** Наиболее распространенный темноцветный минерал в гранитоидах. В различных количествах (см. табл. 7) она присутствует во всех породах второй интрузивной фазы. Лишь в Московском массиве в небольшом количестве отмечаются биотитовые граниты, а в Куйбасовском массиве встречаются пироксеновые кварцевые диориты.

Выделяются два основных вида роговых обманок — буровато-зеленая бледноокрашенная в компактных и слабоволокнистых зернах и бледно-зеленая волокнистая. Макроскопически цвет той и другой роговой обманки черный, редко — темно-зеленый. Окраска в шлифе большей частью слабая. Схема абсорбции и плеохроизм обычные. По Nr роговая обманка становится в большинстве случаев почти бесцветной.

Оптические свойства роговой обманки приведены в табл. 16. Из таблицы следует, что светло-зеленая и буровато-зеленая роговые обманки обладают почти одинаковыми оптическими свойствами. Для первой можно отметить несколько меньшее светопреломление, но крайние значения показателей преломления обоих видов роговой обманки перекрывают друг друга. Для светло-зеленой роговой обманки  $Ng = 1,654 \div 1,660$ ,  $Nr = 1,632 \div 1,639$  средние значения составляют  $Ng = 1,657$ ,  $Nr = 1,637$ . Буровато-зеленая:  $Ng = 1,668 \div 1,652$ , среднее  $1,660$ ,  $Nr = 1,647 \div 1,630$ , среднее  $1,639$ . Угол  $2V$  для обеих разновидностей колеблется в одних и тех же пределах: от  $-69$  до  $-80^\circ$ . А. Н. Заварицкий отмечает углы  $2V$  до  $90^\circ$ . Угол погасания также примерно одинаков. Часто обе разновидности роговой обманки встречаются в одном шлифе. В этом случае можно наблюдать их взаимные переходы.

Из табл. 16 следует, что оптические свойства роговой обманки во всех разновидностях гранитоидов одинаковы, независимо от общего состава и генезиса пород. Это же подтверждают и частные химические анализы роговых обманок из различных гранитоидов<sup>1</sup>, приведенные в табл. 17.

Таблица 17  
Состав роговых обманок из пород второй интрузивной фазы

№ образца	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	$\frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO}$	$\frac{(FeO + Fe_2O_3) \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$	Примечание
36	11,09	3,59	12,95	32	38	Светло-зеленая
39	8,98	3,58	12,34	29	36	Светло-зеленая, в пробе немного пироксена
41	5,6	1,12	6,31	31	37	Буровато-зеленая, не очищена от полевого шпата

При сравнении железистости, определенной по светопреломлению, с данными химических анализов видно, что последние дают цифры, промежуточные между значениями железистости для роговой обманки и актинолита при одних и тех же показателях преломления. Так, отношение  $\frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO}$ , по В. Е. Трегеру (1958), определенное по величине показателя преломления на диаграмме для роговых обманок, составляет около 20%, по Дику и др., 22% (Deer и др., 1962), а на диаграмме для актинолита 40—45%.

<sup>1</sup> Полные химические анализы образцов, из которых выделена роговая обманка, приведены в табл. 19.

Это же отношение по химическим анализам 29—31 %. В совокупности с другими оптическими свойствами (табл. 16) эти данные указывают на то, что роговая обманка в магнитогорских массивах является промежуточной между актинолитом и обыкновенной роговой обманкой. При этом буроатозеленая приближается к обыкновенной роговой обманке, а бледно-зеленая к актинолиту. Общая железистость роговых обманок, по В. С. Соболеву (1950), составляет 30 %.

Внутри зерен роговых обманок обоих типов часто отмечаются реликты моноклинного пироксена, наиболее распространенные в гранодиоритах и кварцевых диоритах. Значительно реже они встречаются в гранитах и граносиенитах. Эти данные указывают на то, что большая часть роговой обманки в гранитоидах образовалась в результате амфиболизации пироксена. При изучении переходов габбро через кварцевые диориты и гранодиориты в граниты можно наблюдать, как по мере усиления переработки габбро возрастает степень амфиболизации пироксена. В кварцевых диоритах большинство зерен роговой обманки содержит реликты пироксена, в гранодиоритах таких зерен меньше, а в гранитах они встречаются еще реже. Амфиболизированные оторочки наблюдаются вокруг большинства ксенолитов габбро. Амфиболизация пироксена происходила в магматическую стадию, о чем свидетельствуют включения роговой обманки в оликовых глаузах гибридных пород (см. рис. 29). Кроме того, отмечаются и такие зерна роговой обманки, которые не имеют следов образования по пироксену, и, вероятно, кристаллизовались из расплава. В основном, такие зерна определяются по характерным для роговой обманки кристаллическим формам.

Единый состав роговой обманки для всех пород главного интрузивного комплекса (от габбро до гранита) и отмеченные выше особенности ее образования свидетельствуют об ассилиационном происхождении роговой обманки. Это же подтверждает и распределение роговообманковых разностей гранитоидов в пределах массивов. Например, в Московском массиве, где можно проследить распределение темноцветных минералов в сравнительно однородных по составу гранитоидах, видно, что роговообманковые разности приурочены в основном к краевым частям массива и к центру постепенно сменяются сначала биотит-рогообманковыми, а затем и биотитовыми (см. рис. 21).

Размер зерен роговой обманки в гранитах и граносиенитах в несколько раз меньше, чем зерен плагиоклаза. В образцах гранитной структуры размер ее зерен меньше кварцевых и перититовых. При этом характерно, что с глубиной размер зерен роговой обманки возрастает незначительно. Например, в скв. 810 размер зерен кварца увеличивается примерно в 5—10 раз, а размеры зерен роговой обманки при этом изменяются в среднем от 0,2—0,3 до 0,5 мм. Лишь в западном эндоконтакте Куйбасовского массива были встречены среднезернистые граносиениты, в которых длиннопризматические кристаллы роговой обманки достигают величины 2 см.

Для всех разновидностей гранитоидов характерна ассоциация роговой обманки с магнетитом, который часто образует вокруг нее каймы.

**Биотит.** В гранитоидах развит слабо. Обычно ассоциирует с роговой обманкой. Более распространен в гранитах гранитного ряда. Часто, но всегда в небольшом количестве, отмечается в гранодиоритах и кварцевых диоритах. В граносиенитах, трондемитах и плагиогранитах отсутствует.

Размеры зерен биотита примерно такие же, как и у роговой обманки, и обычно меньше зерен салических минералов. Он образует либо идиоморфные зерна, либо встречается в зернах неправильной формы с лапчатыми ограничениями. Биотит всегда сильно плеохроирует: Ng — коричневый либо красновато-коричневый, Nr — светло-желтый, иногда с зеленоватым оттенком. Угол  $2V$  в биотитах близок к  $0^\circ$ . Светопреломление колеблется

в значительных пределах, обнаруживая тенденцию к возрастанию в породах ассилиационного происхождения — гранодиоритах и кварцевых диоритах. Значение Ng колеблется от 1,622 до 1,648; в гранитах среднее значение  $Ng \approx Nm = 1,629$  (среднее из трех измерений), в гранодиоритах и кварцевых диоритах  $Ng \approx Nm = 1,640$  (среднее из шести измерений). Общая железистость биотита в гранитах определяется примерно в 40% (В. С. Соболев, 1950), а в гранодиоритах и диоритах — в 45%.

Интересно распределение биотита в породах гранитного ряда на горе Магнитной. Биотит-рогообманковые граниты наиболее развиты на горе Узянка и на Березовой. Среднезернистые граниты, встреченные в глубоко сформированных частях массива, практически лишены биотита и представлены рогообманковыми разностями. Кроме того, резко сокращается относительное количество биотита в гранитах при контаминации гранитной магмы. Граниты, содержащие ксенолиты гранодиоритов, диоритов или габброидов, в большинстве случаев представлены рогообманковыми разностями, как и граниты, связанные постепенными переходами с гранодиоритами. Биотит в таких гранитах присутствует как акцессорный минерал (до 0,5%).

О распределении биотита в Московском массиве говорилось выше (см. рис. 21).

**Титаномагнетит.** В различных количествах отмечается во всех породах второй интрузивной фазы. Резко обеднены им плагиограниты, а наибольшие количества отмечаются в кварцевых диоритах и гранодиоритах. Обыкновенно титаномагнетит встречается в неправильных зернах, уступающих по размеру зернам остальных минералов (за исключением биотита). Реже отмечаются идиоморфные зерна, также небольшого размера. Обычно титаномагнетит находится в ассоциации с биотитом и роговой обманкой.

Содержание двуокиси титана и пятиокиси ванадия в титаномагнетитах гранитоидов приведено в табл. 18. Граниты и граносиениты характеризу-

Таблица 18

Химический состав титаномагнетитов гранитоидов, вес. %

№ образца	Выход магнитной фракции	Содержание рудных минералов по подсчету в шлифе	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	NiO	CoO
-----------	-------------------------	---	------------------	-------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----

Массивы горы Магнитной и Куйбасовский

Гранитный ряд

17	0,9	1,5	2,15	—	—	—	—	—
19	0,9	1,9	2,25	—	—	—	—	—
21	0,9	1,9	2,5	0,12	—	—	—	—
171*	2,2	—	2,24	0,28	—	—	—	—
23*	2,0	—	6,4	0,39	0,016	—	—	—
176*	2,9	—	3,5	0,48	0,12	—	—	—
171—1*	2,2	—	2,16	0,28	—	—	—	—
271—1*	1,25	—	4,51	0,28	0,031	0,18	0,015	—
271—2*	1,32	—	6,65	0,40	0,033	0,16	0,015	—

Граносиенитовый ряд

189*	2,13	—	1,3	0,15	0,052	0,25	0,086	0,013
------	------	---	-----	------	-------	------	-------	-------

Гранодиоритовый ряд

Альбитовые плагиограниты

29	0,01	—	1,25	—	—	—	—	—
31	0,02	—	2,77	—	—	—	—	—

Таблица 18 (окончание)

№ образца	Выход магнитной фракции	Содержание рудных минералов по подсчету в шлифе	$TiO_2$	$V_2O_5$	$Cr_2O_3$	$MnO$	$NiO$	$CoO$
Трондемиты (гранодиориты)								
42	0,3	0,7	2,87	—	—	—	—	—
43	0,4	3,3	1,8	—	—	—	—	—
Гранодиориты								
36	2,3	5,2	2,69	0,36	—	—	—	—
202*	1,7	—	1,22	0,31	0,027	0,18	0,025	—
220*	2,3	—	2,84	0,31	0,081	0,66	0,029	—
Кварцевые диориты								
39	4,5	6,9	3,82	0,44	—	—	—	—
40	2,0	4,0	1,62	0,46	—	—	—	—
41	4,3	7,8	4,33	0,51	—	—	—	—
800—1*	3,0	—	3,09	0,82	0,02	0,57	0,015	—
800—2*	2,4	—	4,5	0,82	0,01	1,0	0,002	0,01
Жильные породы (гранит-порфиры)								
55	0,07	—	1,13	0,15	0,25	0,37	0,044	0,015
208*	1,94	—	2,63	—	—	—	—	—
Московский массив								
Граниты								
46	1,3	2,3	2,5	0,21	—	—	—	—
267*	1,45	—	3,55	0,14	0,057	0,52	0,030	0,008
Граниты (граносиениты)								
47	0,75	1,3	3,25	0,20	—	—	—	—
48	0,07	3,8	2,5	—	—	—	—	—
Кварцевые диориты								
50	2,4	4,6	1,93	0,29	—	—	—	—
51	2,24	2,7	2,4	0,32	—	—	—	—
52	0,54	5,2	5,28	—	—	—	—	—

\* Пробы В. Г. Фоминых. Краткая характеристика остальных образцов приведена в пояснении к табл. 19.

ются довольно однородным составом титаномагнетита при выдержанном содержании его в породе. Наиболее высокие содержания  $TiO_2$  в магнетите отмечены в пробах В. Г. Фоминых, отобранных из контаминированных гранитов, образующих дайки в габбро на Малом Куйбасе. В однородных по составу гранитах содержание  $TiO_2$  в магнетитах колеблется от 2,15 до 3,5% при содержании последнего в породе 1,5—3,8%.

Среди пород ассилияционного происхождения наименьшим содержанием титаномагнетита характеризуются альбитовые плагиограниты, в которых титаномагнетит отмечается в ничтожном количестве. Содержание двуокиси титана в нем также значительно ниже, чем в остальных типах гранитоидов. Эти особенности отражают вынос магнетита при постмаг-

матической альбитизации. В гранодиоритах и диоритах содержание  $TiO_2$  в титаномагнетите колеблется от 1,22 до 5,28. Наименьшие содержания  $TiO_2$  в титаномагнетите и более низкие количества последнего отмечаются в кварцевых диоритах Московского массива и в частично альбитизированных диоритах массива горы Магнитной (обр. 40). В образцах, характеризующих постепенный переход диоритов в граниты, отчетливо видно, что с уменьшением количества титаномагнетита от диорита к граниту в титаномагнетите уменьшается содержание  $TiO_2$  (см. рис. 46, обр. 17, 36, 39, 41).

Содержание пятиоксида ванадия в гранитоидах довольно однообразно. Наиболее высокие — в гранодиоритах и кварцевых диоритах массива горы Магнитной, несколько меньшие (но выше, чем в гранитах и граносиенитах) — в кварцевых диоритах Московского массива.

Обособленный ильменит в магнитогорских гранитоидах встречается редко. Мелкие овальные зерна его были встречены в кварцевых диоритах Куйбасовского массива и на горе Березовой.

**Гематит.** Широко распространен в магнитогорских гранитоидах. Это основной рудный минерал в гранитоидах Московского массива. Часть гематита образуется в результате гипергенного окисления титаномагнетита. В этих случаях он развивается по спайности титаномагнетитовых зерен, замещая их с периферии и целиком. Однако наиболее распространен гематит эндогенного происхождения. Он образует пластинчатые зерна размером до 0,1 мм, которые сосредоточены в основном в кварц-щелочно-полевошпатовой части пород и распределены в ней сравнительно равномерно. В пластинах включения такого гематита не отмечаются. В гранитах, гранодиоритах и кварцевых диоритах он часто ассоциирует с роговой обманкой. В этих же породах (особенно в гранодиоритах и кварцевых диоритах) повсеместно наблюдается замещение титаномагнетита гематитом с образованием кайм и структур, напоминающих структуры распада твердых растворов. Очень характерны взаимные прорастания титаномагнетита и гематита, при которых последний наблюдается в виде широких веретенообразных выделений, параллельных друг другу. Поскольку полировки были изготовлены из образцов, отобранных по скважинам с глубин до 980 м, то гипергенное окисление титаномагнетита в данном случае исключается.

Количественные соотношения титаномагнетита и гематита не подсчитывались, но по визуальной оценке последний составляет 20—60% от общего количества рудных минералов. В контамированных разностях гранитоидов Московского массива гематит является основным рудным минералом. Эндогенный гематит (выделен в тяжелых жидкостях) характеризуется довольно высоким содержанием  $TiO_2$  (обр. 48—3,4%, обр. 52—4,9%).

**Сфен.** Распространен повсеместно. Он выделяется в виде мелких неправильных зерен и в виде каемок вокруг титаномагнетита, иногда срастаясь с ним в неправильные агрегаты. Заметно повышается количество сфена и особенно кайм его вокруг титаномагнетита в гранодиоритах и кварцевых диоритах. Во всех разновидностях пород сфен распределен довольно неравномерно — концентрации его приурочены к местам скопления роговой обманки и титаномагнетита. Включения зерен сфена отмечались и в пластинах, и в щелочном полевом шпата. В то же время иногда наблюдаются резко ксеноморфные зерна сфена, выполняющие промежутки между кристаллами щелочного полевого шпата, что позволило А. Н. Заварикому (1927) предположить, что кристаллизация сфена происходит на разных этапах формирования пород. Увеличение количества сфена в кварцевых диоритах и тесная связь с титаномагнетитом (особенно в породах контамированного ряда) свидетельствует о том, что часть его выделений связана с процессами ассимиляции. Несомненно повышение относительного количества сфена в более лейкократовых разновидностях пород, что также свя-

зано с асимиляцией, и отражает различное поведение железа, кальция и титана в этом процессе.

**Апатит.** В небольших количествах отмечается во всех шлифах в виде мелких (до 0,1 мм) вытянутых призм. Более высокие содержания его характерны для гранодиоритов и кварцевых диоритов. Большая часть апатита включена в плагиоклаз, но призмочки его отмечаются во всех минералах. Характерно, что с каждым минералом срастаются различные по величине призмы апатита. По размеру включенных в них зерен апатита минералы «хозяева» образуют следующий ряд (в порядке увеличения размеров апатита): плагиоклаз, щелочной полевой шпат и кварц, роговая обманка, титаномагнетит. Этот ряд близко отвечает порядку кристаллизации минералов гранитоидов.

В гранодиоритах и кварцевых диоритах очень распространены скопления призмочек апатита, которые располагаются параллельно. При этом отдельные призмочки пересекают границы между минералами (см. рис. 31).

**Циркон.** Является редким акцессорным минералом и встречается только в отдельных шлифах. Более богаты цирконом граниты. В граносиенитах и породах гранодиоритового ряда находки его единичны. В кварцевых диоритах он вообще не встречался. Циркон образует мелкие (0,05—0,1 мм) кристаллы. Вокруг некоторых из них наблюдались плеохроичные дворики. В протолочке из гранита с горы Магнитной были обнаружены хорошо обработанные кристаллы урансодержащего циркона. В гранодиоритах наблюдались изометричные зерна циркона, лишенные кристаллических граней и слабо корродированные.

**Ортит.** В гранитах и граносиенитах был отмечен А. Н. Заварицким (1927).

Поскольку вторичные (постмагматические) изменения гранитоидов не пользуются широким развитием, то на характеристике вторичных минералов мы не останавливаемся. Часть из них (например, шахматный альбит) описана выше вместе с первичными минералами, по которым они развиваются. Следует только отметить интенсивное окварцевание гранитов в северо-восточной части Московского массива, где они местами превращены в серицито-кварцевые породы.

### Химический состав

В табл. 19 представлены химические анализы всех разновидностей пород второй интрузивной фазы. Граносиениты и граниты имеют близкие химические составы. Общая и наиболее характерная особенность их состава — натровый уклон (преобладание по весу окиси натрия над окисью калия). С увеличением глубины формирования натровый уклон гранитов усиливается (подробнее см. в главе третьей). По сравнению со средними типами (по Нокколдсу), магнитогорские граниты характеризуются меньшей величиной  $b$ , что отражает их лейкохратовый характер. Граносиениты имеют несколько большую величину  $a$ , чем граниты, и уклоняются к щелочным типам. По сравнению со средними типами граниты и граносиениты содержат меньше окиси кальция при довольно высоком суммарном содержании окислов щелочных металлов, превышающем среднее. Следствием этого является понижение номера нормативного плагиоклаза.

Граниты и граносиениты Московского массива по химическому составу аналогичны соответствующим разновидностям массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Однако, как следует из рис. 5, вариационная линия гранитоидов Московского массива (III) заметно отличается уклонением к щелочным типам. Она совпадает с тенденцией изменения состава у пород граносиенитового ряда массивов горы Магнитной и Куйбасовского (IV).

Таблица 19

## Химический состав пород второй интрузивной фазы, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
17*	72,80	0,37	13,60	1,86	1,25	0,05	0,37	1,27	4,20	3,80	0,02	0,20	99,79
18	72,23	0,63	13,76	2,60	—	Сл.	0,29	1,15	5,43	3,58	—	0,58	100,25
19*	70,70	0,48	14,10	2,21	1,48	0,06	0,88	1,93	4,20	3,50	0,036	0,25	99,82
20	68,6	0,64	14,85	0,90	0,85	0,04	0,38	2,88	4,52	3,90	0,11	1,43	99,10
21*	70,40	0,34	13,90	1,32	1,51	0,06	0,72	2,54	4,90	2,60	—	1,20	99,50
22*	70,88	0,38	13,98	1,58	2,39	0,07	0,45	1,33	4,74	2,91	—	0,49	99,20
23	72,36	0,32	13,27	0,24	2,52	0,16	0,39	1,80	2,70	5,71	—	0,25	99,72
24*	69,00	0,47	13,90	2,20	0,54	0,03	0,34	1,00	4,10	4,40	0,25	3,10	99,33
25	68,59	0,12	17,64	1,97	1,42	—	Сл.	0,59	5,20	3,65	Сл.	0,97	100,15
26	67,57	0,72	16,47	0,82	0,58	0,04	0,91	3,74	5,74	2,73	Сл.	0,54	99,86
27*	64,03	0,89	13,41	2,33	3,58	0,09	1,85	2,61	4,94	3,28	0,21	2,27	99,49
28*	62,76	0,88	13,78	1,97	4,21	0,12	2,26	3,77	3,96	3,59	0,21	2,20	99,71
29*	77,80	0,10	12,60	—	0,48	0,04	0,14	0,80	8,00	0,10	—	0,13	100,19
30*	73,4	0,29	11,60	1,91	0,45	0,04	0,52	1,81	8,10	0,40	—	0,80	99,32
31*	62,30	0,31	15,50	0,60	1,30	0,06	5,03	3,05	7,40	0,10	—	3,70	99,35
32*	65,90	0,66	15,19	0,92	4,84	0,16	1,45	1,80	7,50	0,15	0,18	0,30*	99,05
33	65,20	0,89	14,41	2,36	4,81	0,06	0,94	3,00	7,70	0,24	0,72	0,20	99,83
34*	70,68	0,70	14,67	0,51	0,81	—	0,44	2,45	6,85	0,56	0,06	1,44	99,2
36*	62,10	0,96	15,60	3,72	2,30	0,08	2,03	3,80	5,20	1,70	0,14	1,90	99,54
37	60,61	1,69	16,96	4,34	2,91	Сл.	1,55	4,52	3,94	2,52	—	0,58	99,61
38	60,45	1,50	15,17	3,66	4,52	0,18	2,24	4,78	4,32	1,80	0,36	0,87	99,85
39*	54,60	1,70	15,40	6,98	3,25	0,11	3,20	6,40	4,20	1,80	0,14	1,23	99,10
40*	53,80	1,20	16,00	7,18	2,00	0,07	4,18	6,03	4,70	1,60	0,06	2,56	99,38
41*	54,70	1,60	15,10	7,35	3,04	0,07	4,50	8,10	3,90	1,50	0,116	—	99,98
42*	69,60	0,48	15,70	1,51	2,20	0,06	0,70	2,23	6,50	1,80	0,03	—	100,81
43*	64,6	0,58	16,00	2,42	0,71	0,03	1,80	5,15	6,20	1,50	0,06	—	99,05
45*	69,60	0,48	13,90	3,24	0,43	0,05	1,06	1,66	4,30	3,80	—	1,00	99,52
46*	68,70	0,42	15,30	2,56	0,87	0,08	0,87	1,83	4,60	3,60	—	1,00	99,83
47*	66,80	0,41	15,70	3,03	0,64	0,10	0,66	1,73	5,50	3,20	—	1,70	99,47
48*	63,50	0,72	16,70	2,92	2,03	0,16	1,30	2,71	4,70	3,40	0,072	1,72	99,90
49*	63,80	0,72	14,90	3,08	2,12	0,16	1,68	2,71	4,70	3,50	0,072	1,76	99,20
50*	58,60	0,35	18,00	5,07	1,51	0,15	2,85	3,14	5,70	2,60	—	1,66	99,60
51*	56,80	0,43	18,40	5,92	1,51	0,12	2,60	4,44	5,30	2,30	—	1,44	99,26
52	57,90	2,25	16,60	7,26	0,41	0,16	2,71	5,42	3,80	1,80	0,15	2,10	100,56
53	76,35	—	13,38	0,64	0,23	—	0,23	0,51	5,75	2,37	—	0,58	100,04
54	76,80	—	12,70	1,05	0,25	0,01	0,10	1,02	6,40	0,80	—	—	99,10
55	75,70	0,16	13,30	2,32	—	0,04	0,14	2,00	7,10	0,30	—	0,10	101,16
56	74,71	0,24	12,74	0,54	0,71	0,02	0,70	1,60	3,86	4,37	0,04	0,04	99,57

\* Количествоенный минеральный состав приведен в табл. 7.

Таблица 19 (окончание)

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>Q</i>	$\frac{c \cdot 100}{a+c}$	<i>k</i>	<i>k'</i>	<i>f</i>	<i>φ</i>	<i>n</i>	<i>ψ</i>	
17	14,3	3,7	1,4	80,6	74,0	15,0	—	11,0	31,2	8,9	37,2	33,8	83,0	57,5	14,0	88,7	
18	16,4	3,5	0,6	79,5	66,7	13,0	20,3	—	25,6	3,5	30,8	30,0	83,0	—	4,0	91,7	
19	14,0	4,9	2,2	78,9	67,2	23,0	1,1	2,7	—	27,6	13,6	35,0	30,5	69,0	57,0	19,0	84,5
20	15,6	3,5	2,1	78,8	44,2	217,3	38,5	—	24,3	11,9	36,0	31,5	72,0	52,0	18,0	85,8	
21	14,4	5,2	1,7	78,7	53,6	23,9	22,5	—	26,9	10,4	26,3	23,2	68,6	43,5	16,0	84,9	
22	14,3	5,0	1,6	79,1	70,6	14,7	14,7	—	27,9	10,1	28,9	26,2	84,0	37,8	13,0	85,0	
23	14,0	3,8	1,7	80,5	70,2	217,6	12,2	—	31,3	9,3	59,0	52,0	79,0	7,9	21,0	87,7	
24	15,5	3,9	1,3	79,3	68,4	14,1	—	17,5	26,3	7,7	41,5	38,5	81,3	80,0	12,0	91,0	
25	16,1	8,1	0,7	75,1	35,0	—	—	65,0	17,3	4,2	31,4	30,0	100,0	56,0	6,0	79,5	
26	16,5	4,6	2,7	76,2	27,6	33,7	38,7	—	17,1	14,1	24,0	20,8	45,0	55,5	17,0	82,0	
27	15,6	10,5	1,0	72,9	51,0	29,7	19,3	—	13,6	6,0	30,4	28,3	63,2	36,6	9,0	79,4	
28	13,9	11,7	2,2	72,2	47,6	32,6	19,8	—	14,4	13,7	37,2	32,0	59,3	29,3	20,0	72,2	
29	15,8	1,4	0,4	82,4	22,7	13,7	63,6	—	32,8	2,4	0,8	0,8	70,0	—	0	94,1	
30	14,8	3,7	1,9	79,6	21,4	21,4	57,2	—	27,7	11,4	3,7	3,7	71,5	80,0	0	87,3	
31	16,1	11,4	2,1	70,4	15,0	72,0	13,0	—	6,5	11,4	1,0	—	17,3	30,8	—	75,5	
32	16,4	8,4	1,4	73,8	62,7	28,6	8,7	—	13,4	7,9	1,2	1,1	71,0	13,5	10,0	79,3	
33	16,6	10,4	0,9	72,1	60,3	14,5	25,2	—	10,1	5,1	1,9	1,8	80,5	31,0	5,0	80,7	
34	15,9	3,0	1,8	79,3	37,8	24,4	37,8	—	25,0	10,2	4,9	4,3	60,5	35,2	11,0	87,2	
36	14,1	10,3	3,4	72,2	51,9	36,3	11,8	—	13,8	19,4	17,6	14,1	58,5	59,0	23,0	71,7	
37	12,7	9,4	5,4	72,5	70,2	27,6	2,2	—	14,2	29,8	29,6	21,0	71,5	57,8	37,0	66,3	
38	12,1	13,1	4,2	70,6	58,2	28,8	13,0	—	12,8	25,9	21,4	16,0	66,0	42,2	30,0	63,6	
39	11,8	18,5	4,4	65,3	50,5	30,3	19,2	—	2,0	27,1	21,9	16,0	62,5	66,5	32,0	58,0	
40	12,9	18,5	4,5	64,1	44,9	39,0	16,1	—	-2,1	25,8	18,3	13,5	53,0	76,0	30,0	56,7	
41	10,6	21,7	4,4	63,3	42,0	35,0	23,0	—	1,0	30,0	20,2	14,1	54,5	68,6	35,0	51,3	
42	16,3	4,9	2,0	76,8	65,0	23,0	12,0	—	19,0	10,9	15,3	13,6	74,0	36,8	12,0	84,7	
43	15,5	8,9	2,9	72,7	30,1	33,8	36,1	—	11,5	15,8	13,7	11,7	47,1	75,0	17,0	75,3	
45	14,5	6,0	1,8	70,7	53,4	44,4	2,2	—	24,6	11,0	36,8	32,4	54,0	87,0	18,0	84,2	
46	15,1	5,3	2,1	77,5	56,9	27,8	—	15,3	24,2	12,3	34,0	29,8	66,5	73,0	18,0	85,3	
47	16,8	4,8	2,1	76,3	73,0	24,2	—	2,8	16,9	11,1	28,0	24,7	74,5	84,0	15,0	86,0	
48	15,5	7,3	3,4	73,8	62,3	30,1	—	7,6	13,2	17,9	32,3	26,6	66,5	56,4	14,0	78,0	
49	15,2	8,5	2,2	74,1	55,2	23,2	8,12,0	—	15,6	12,6	33,8	29,4	58,5	56,7	9,0	78,7	
50	16,2	11,3	4,0	68,5	56,4	44,2	4,4	—	1,2	1,41	13,8	23,5	19,0	57,0	77,0	23,0	69,5
51	15,1	11,9	5,0	68,0	56,8	38,4	4,8	—	0,8	18,5	21,9	16,6	59,5	78,0	29,0	66,2	
52	11,1	12,5	6,1	70,3	55,9	37,9	6,2	—	12,3	35,4	21,8	14,1	59,0	94,0	31,0	59,9	
53	15,8	1,6	0,6	82,0	38,0	20,7	—	41,3	31,8	3,7	20,3	19,3	64,7	73,0	5,0	95,9	
54	14,6	1,6	0,7	83,1	66,7	12,5	20,8	—	36,3	4,6	8,0	7,6	84,0	75,0	6,0	94,9	
55	15,0	4,0	0,7	80,3	53,4	6,6	40,0	—	29,9	4,4	2,3	2,2	89,0	—	5,0	90,7	
56	14,3	3,0	1,0	81,7	34,8	37,0	28,2	—	33,8	6,5	43,0	40,2	44,5	37,5	11,0	90,6	

## Массивы Куйбасовский и горы Магнитной (к табл. 19)

### Гранитный ряд

17 — гранит розовато-серый мелкозернистый биотит-рогообманковый, гранитной структуры (типичный гранит из области крутого эндоконтакта), гора Магнитная, скв. 801, гл. 118 м; 18 — гранит лейкократовый, гора Березовая, обр. 8/1—2 (Заварицкий, 1927); 19 — гранит розовато-серый, рогообманковый, микропегматитовый (из области крутого эндоконтакта), скв. 801, гл. 146 м; 20 — гранит розовый мелко-среднезернистый, порфировидный (из дайки мощностью 16 м), Малый Куйбас, скв. 109, гл. 144,9 м; 21 — гранит розовато-серый, среднезернистый (3—4 мм), рогообманковый, гранитной структуры (кровля массива, в 48 м от контакта), массив горы Магнитной, скв. 807, гл. 1315 м; 22 — гранит розовато-белый, среднезернистый, гранитной структуры, гора Магнитная, скв. 810, гл. 973 м (в 607 м ниже кровли массива); 23 — гранит среднезернистый пертитовый, гранитной структуры, гора Малый Куйбас.

### Граносиенитовый ряд

24 — гранит (граносиенит) красновато-розовый мелкозернистый, порфировидный, рогообманковый, микропегматитовый, в небольшом количестве отмечается эпидот (кровля массива), западный эндоконтакт Куйбасовского массива, картироночная скв. 1643, гл. 33 м; 25 — граносиенит (красный гранит) светло-красный микропегматитовый, состоит из альбита № 6, промежутки между которым выполнены тонким и правильным микропегматитом, в небольшом количестве слюда, роговая обманка, магнетит, сфеен, циркон, апатит, Куйбасовский массив, обр. 854 (Заварицкий, 1927); 26 — «диопсидовый микросиенит», месторождение Малый Куйбас (по неопубликованным данным Н. К. Высоцкого); 27 — граносиенит мясно-красный, мелкозернистый, рогообманковый, структура гранитная, местами микропегматитовая (область крутого эндоконтакта), северная часть массива горы Магнитной, скв. 831, гл. 340 м; 28 — граносиенит (кварцевый сиенит) красный мелкозернистый, рогообманковый, структура микропегматитовая, местами гранитная (область крутого эндоконтакта), северная часть горы Магнитной, скв. 839, гл. 270 м.

### Гранодиоритовый ряд

Плагиограниты: 29 — альбитовый плагиогранит светло-розовый тонкозернистый, лейкократовый, аплитовой структуры, в небольшом количестве отмечается кальцит и эпидот (кровля массива, в 10 см от контакта), скв. 807, гл. 1267 м; 30 — альбитовый плагиогранит белый среднезернистый, структура аллотриоморфнозернистая, помимо кварца, альбита и роговой обманки — кальцит и цеолиты (кровля массива, в 14 м от контакта), скв. 807, гл. 1284,5 м; 31 — кварцевый альбитовый диорит серовато-белый среднезернистый, помимо альбита и кварца в большом количестве отмечаются цеолиты и кальцит (кровля массива, в 14, 5 м от контакта), скв. 807, гл. 1285 м; 32 — альбитовый плагиогранит красный, среднезернистый, рогообманковый, структура микропегматитовая, местами гранитная, южная часть Куйбасовского массива, скв. 932, гл. 451 м; 33 — плагиогранит белый среднезернистый, рогообманковый, гранитной структуры, северная часть массива горы Магнитной, скв. 931, гл. 210 м; 34 — плагиогранит серовато-белый среднезернистый, рогообманковый, гранитной структуры, гора Малый Куйбас, скв. 109, гл. 220,3 м. Гранодиориты, кварцевые диориты: 36 — гранодиорит розовато-белый мелко-среднезернистый, рогообманковый, скв. 801, гл. 126 м; 37 — гранодиорит мелко-среднезернистый, гранитной структуры, состоит из пластика, роговой обманки, пироксена в таком же количестве, как роговая обманка, кварца, частью находящегося в микропегматитовом срастании с ортоклазом, ортоклаза, магнетита, апатита и сфена, вершина горы Березовой, обр. 389 (А. Н. Заварицкий, 1927); 38 — кварцевый диорит среднезернистый, гипидиоморфнозернистой структуры, состоит из зонального пластика (ядро — кислый андезин, периферия — олигоклаз № 16), роговой обманки, ортоклаза, магнетита, небольшого количества цианитовой «мутти», кварца, хлорита и эпидота гора Большой Куйбас, обр. 953а (Заварицкий, 1927); 39 — кварцевый диорит серый мелкозернистый, скв. 801, гл. 130 м; 40 — кварцодержащий диорит розовато-серый мелкозернистый, рогообманковый, скв. 801, гл. 980 м; 41 — кварцодержащий диорит темно-серый мелкозернистый, скв. 801, гл. 200 м; 42 — гранодиорит (трондемит) розовато-серый пироксен-рогообманковый, скв. 801, гл. 147 м; 43 — гранодиорит (трондемит) серовато-белый рогообманковый, скв. 801, гл. 151 м.

### Московский массив

45 — гранит розовый мелкозернистый, с редкими порфировидными выделениями пластика, рогообманковый, структура микропегматитовая, участками гранитная, центральная часть массива, обн. 272/130; 46 — гранит розовый порфировидный рогообманковый микропегматитовый, западный эндоконтакт массива, обн. 263/110; 47 — гранит розовато-серый рогообманковый сферолитовый, обн. 275/140; 48 — граносиенит розовый порфировидный биотит-рогообманковый, гранитной структуры, порода слабо эпидотизирована, восточный эндоконтакт массива, скв. 882, гл. 132 м; 49 — граносиенит, аналогичный предыдущему

образцу, но с редкими ксенолитами габбро и роговообманково-плагиоклазового роговика, скв. 882, гл. 141 м; 50 — кварцевый диорит (гранодиорит) розовато-серый порфировидный, роговообманковый, обн. 263/110; 51 — кварцевый диорит серый порфировидный роговообманковый, обн. 263/110 (обр. 46, 50 и 51 отобраны из обнажения, где наблюдается постепенный переход от гранита к диориту); 52 — кварцевый диорит среднезернистый роговообманковый, южная оконечность массива, северный склон горы Железнодорожной.

### Жильные породы

53 — кварцевый кератофир (гранит-порфир), южный склон горы Магнитной (Морозевич, 1901); 54 — альбитовый гранит-порфир светло-розовый, с мелкими вкраплениками кварца и альбита, структура основной массы микропегматитовая, местами сферолитовая, в 2,5 км к северо-западу от вершины горы Магнитной, скв. 717, гл. 318,2 м; 55 — альбитовый гранит-порфир (микроранит) с мелкими вкраплениками альбита и кварца, структура основной массы микропегматитовая, в небольшом количестве — эпидот и кальцит, из дайки в пироксен-плагиоклазовых порфиритах, скв. 807, гл. 959 м; 56 — кварцевый гранит-порфир серовато-розовый, Малый Куйбас, скв. 105, гл. 88,9 м.

Жильные породы, генетически связанные со второй фазой, характеризуются повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  и другими особенностями состава, свойственными нерасщепленным жильным породам: содержание оснований в них еще меньше, чем в гранитах, а щелочей несколько больше.

Особенности химического состава гранодиоритов и кварцевых диоритов обусловлены процессами ассилияции. Как и граниты, с которыми они связаны, гранодиориты и кварцевые диориты характеризуются повышенной, по сравнению со средними типами, щелочностью и меньшим содержанием полевошпатовой извести. Некоторые другие особенности химизма пород будут подробно рассмотрены в главе четвертой.

Содержание элементов-примесей в гранитоидах приведено в табл. 20, которая составлена по данным 282 полуколичественных спектральных анализов, выполненных в лабораториях Уральского геологического управления. В распределении их по различным группам пород и отдельным массивам намечаются определенные закономерности:

1. За исключением молибдена типоморфная ассоциация элементов-примесей во всех группах пород и массивах одинакова.

2. Концентрации элементов, характерных для основных пород (элементы группы железа — V, Ni, Co) в кислых породах массивов значительно превышают кларки для кислых пород, а концентрации элементов, характерных для кислых пород (Zr, Be), — ниже кларковых. Эта закономерность в распределении элементов-примесей — общая для всех продуктивных гранитоидов Урала (Овчинников, 1960). Она отражает ассилияцию основных пород и, возможно, габброидное происхождение гранитов.

Концентрации элементов, характерных для гидротермальной деятельности (Cu, Pb, Zn, Mo) колеблются в значительных пределах. Наиболее высокие содержания свинца и цинка отмечаются в гранитах массивов горы Магнитной и Куйбасовского и в гранитоидах Московского массива. Параллельное увеличение концентраций этих элементов свидетельствует о генетической связи между ними. Медь распространена довольно широко в количествах, близких к кларку. Относительное повышение ее концентрации зафиксировано в тех же группах пород, что и для свинца и цинка. Серебро отмечается в небольшом количестве проб, и содержание его в разных группах пород сильно колеблется. Молибден был встречен только в нескольких пробах гранодиоритов и в гранитоидах Московского массива. Вольфрам и олово не обнаружены. Галлий в небольших, но довольно постоянных количествах (несколько ниже кларковых) отмечается во всех группах пород.

В отличие от гранитов и граносиенитов, породы гранодиоритового ряда резко отличаются повышенным содержанием элементов семейства железа, значительно превышающим кларковые содержания для пород среднего состава. Содержание циркония и берилля в них примерно такое же, как

Таблица 20

## Распределение элементов-примесей в породах второй интрузивной фазы\*

Массив, порода	Колич. анализов	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Mo	Ag	Zr	Be	Sr	Ga
Массивы горы Магнитной и Куйбасовский														
Гранитный ряд . . . . .	85	130 100	20 20	13 69	11 51	33 93	90 46	89 45	0 0	0,4 13	110 98	2 67	85 46	20 95
Граносиенитовый ряд . . . . .	71	150 100	13 19	23 72	8 48	20 100	17 42	43 45	0 0	2 20	55 90	1,5 52	58 47	15 98
Гранодиоритовый ряд** . . . . .	44	240 100	80 47	100 90	26 74	23 94	19 66	46 71	1,5 10	1 21	46 90	3,4 68	90 58	23 97
Гранитоиды Московского массива . . . . .	82	160 100	18 12	22 65	8 47	25 92	100 70	215 71	1,3 9,6	2 23	65 94	4 65	96 64	20 99
Кларки (по Виноградову, 1956) для кислых и средних (в скобках) пород . . . . .		40 (100)	25 (56)	8 (55)	5 (20)	30 (35)	20 (15)	60 (72)	1,9 (0,9)	—	200 (260)	5,5 (800)	300 (800)	30 (20)

\* Для каждой группы пород: в верхней строке — содержание,  $\text{г}/\text{м}^3$  (среднее арифметическое), в нижней — частота встречи значащих содержаний, %.

\*\* Анализы плагиогранитов не включены.

в гранитах и граносиенитах, что значительно ниже кларака не только для кислых, но даже и для средних пород. В то же время такой характерный для средних пород элемент, как стронций, во всех породах магнитогорских массивов содержится примерно в одинаковом количестве. В породах гранодиоритового ряда его концентрация в девять раз меньше кларака для средних пород. Эти особенности в распределении элементов-примесей — несомненное следствие ассилиационного происхождения гранодиоритов и кварцевых диоритов.

### Глава третья

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ

Поскольку граниты рассматриваемых массивов содержат не более 4% фемических минералов, их кристаллизация с достаточной степенью приближения может быть рассмотрена в рамках пятикомпонентной системы  $Ab-An-Or-Q-H_2O$ . Наблюдаемые в шлифах взаимоотношения минералов свидетельствуют о последовательной кристаллизации сначала плагиоклаза, затем калиево-натриевых полевых шпатов и, наконец, калиево-натриевых полевых шпатов и кварца. Это позволяет описать ход кристаллизации при помощи ряда последовательных тройных систем. Система  $Ab-An-Or$  может быть использована для анализа начальных этапов кристаллизации магмы, а окончание кристаллизации характеризуется системой  $Ab-Or-Q$ .

Точные данные о ходе кристаллизации в проекции на плоскость  $Ab-An-Or$  в литературе отсутствуют и диаграмма (рис. 42) дает лишь качественное представление о нем. Положение кривой  $ab$ , ограничивающей область твердых растворов полевых шпатов, зависит от температуры. На диаграмме ее положение для описываемых пород установлено по химическим анализам плагиоклаза и пертита (см. главу вторую). Котектическая кривая  $Oe'$  также нанесена приближенно. Она разделяет фигуративные точки составов гранит-порфира с вкрапленниками ортоклаза и перитового гранита с редкими порфировидными выделениями плагиоклаза (обр. 23). Кружками показаны нормативные составы пород на основании данных табл. 11 и 19.

Из диаграммы следует, что все фигуративные точки составов гранитов располагаются в поле кристаллизации плагиоклаза, чем объясняется полное отсутствие порфировидных выделений щелочного полевого шпата и ранняя кристаллизация плагиоклаза, начинающаяся еще в интрапеллических условиях. Фигуративные точки составов перитовых гранитов и некоторых граносиенитов приближаются к котектической кривой  $Oe'$ . Они обладают рядом особенностей, объясняющих положение фигуративных точек на диаграмме. Так, перитовые граниты имеют невысокое содержание плагиоклаза (см. табл. 7), и их минеральный состав близко отвечает составу котектической жидкой фазы. В некоторых же граносиенитах отмечаются периты, для которых устанавливается одновременная кристаллизация с альбитом № 6—10, наиболее характерным плагиоклазом граносиенитов.

Выше отмечалось (см. главу вторую), что щелочной полевой шпат кварцевых диоритов и гранодиоритов богаче калиевой фазой, а перитовые выделения плагиоклаза в нем содержат больше анортита, чем в гранитах и граносиенитах. Такой перит кристаллизовался из контаминированной магмы с плагиоклазом № 24—40. Гранитный перит находится в равновесии с олигоклазом № 16—20. Эти пары равновесных полевых шпатов (на рис. 42 соединены коннодами — штриховые линии) показывают, что с более основным плагиоклазом в равновесии находится щелочной полевой шпат,

более богатый калием (Йодер и др., 1963). Такая зависимость и теоретически обязательна для равновесно сосуществующих фаз с общим компонентом, так как химические потенциалы этого общего компонента (в данном случае альбита) в них должны быть равны.

Геологические данные, на которых мы неоднократно останавливались, свидетельствуют о том, что гранитный расплав достигает котектической линии плагиоклаз — калиево-натриевый полевой шпат уже в магматической камере. В это время в равновесии с расплавом находится олигоклаз

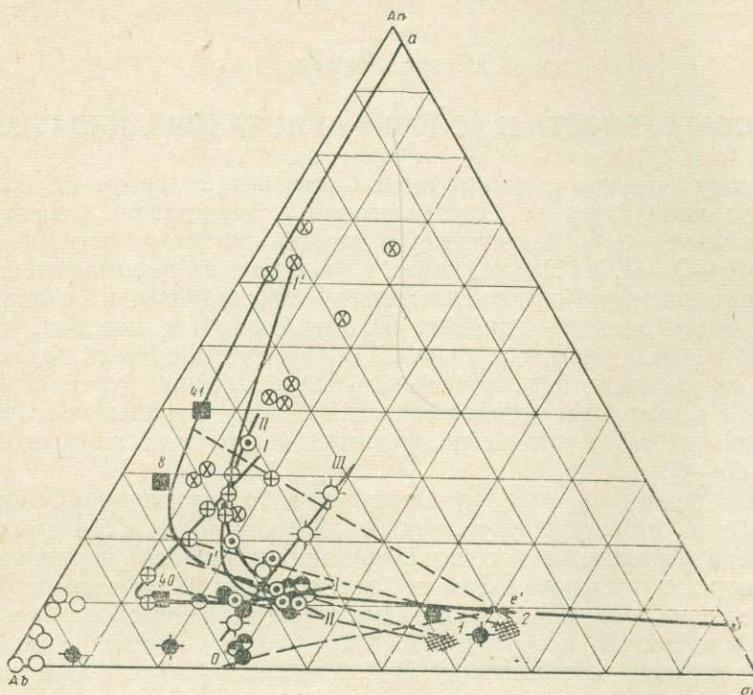


Рис. 42. Диаграмма *Ab* — *An* — *Or*.

Обозначения пород те же, что на рис. 5. Чёрные квадраты — составы плагиоклаза в обр. 8, 40 и 41; составы щелочного полевого шпата: I — в гранитах и граносиенитах; 2 — в кварцевых диоритах. Тенденция изменения состава полевых шпатов: I — в ряде гранит — трондемит — гранодиорит — кварцевый диорит в массивах горы Магнитной и Куйбасовском, I' — там же, в ряде гранит — гранодиорит — кварцевый диорит — габбро. II — в гранитоидах Московского массива, III — в породах первой фазы позднеинтрузивного комплекса.

№ 16—20. К моменту начала кристаллизации щелочного полевого шпата ранее выделившийся более основной плагиоклаз становится неустойчивым и корродируется либо щелочным полевым шпатом, либо микропегматитом. Коррозия олигоклаза № 16—20 наблюдается только в неустойчивых по составу гранитах, связанных переходами с гранодиоритами и кварцевыми диоритами, и обусловлена, по-видимому, нарушением режима щелочей, которым сопровождаются явления асимиляции гранитами пород, богатых магнием и кальцием (Коржинский, 1946).

Приуроченность явлений коррозии и замещения к позднемагматической стадии признает и Таттл, который в 1952 г. указал, что, хотя к концу процесса кристаллизации наблюдаются совершенно очевидные явления перекристаллизации, их следует понимать большей частью как весьма интенсивный распад или реакции остаточного гранитного расплава с уже выделившимися кристаллами (Менерт, 1963). В целом явления позднемагматического замещения в исследованных гранитоидах развиты слабо.

Все расплавы, кристаллизующиеся по рассматриваемой схеме, стремятся к наиболее низкотемпературной точке  $O$ , отвечающей составу  $Ab_{70}Or_{30}$ . Однако полевые шпаты такого состава отсутствуют, хотя в целом для гранитов нормативное отношение  $Or:Ab$  близко к нему (величина  $k$  в табл. 19).

Объясняется это присутствием кремнезема: прежде, чем расплав достигает точки  $O$ , он приобретает состав тройной эвтектики  $Ab-Or-Q$  и кристаллизуется с образованием микропегматита.

Кристаллизация остаточного расплава характеризуется диаграммой  $Ab-Or-Q$  (рис. 43). Котектическая линия  $EE'$  разбивает диаграмму на

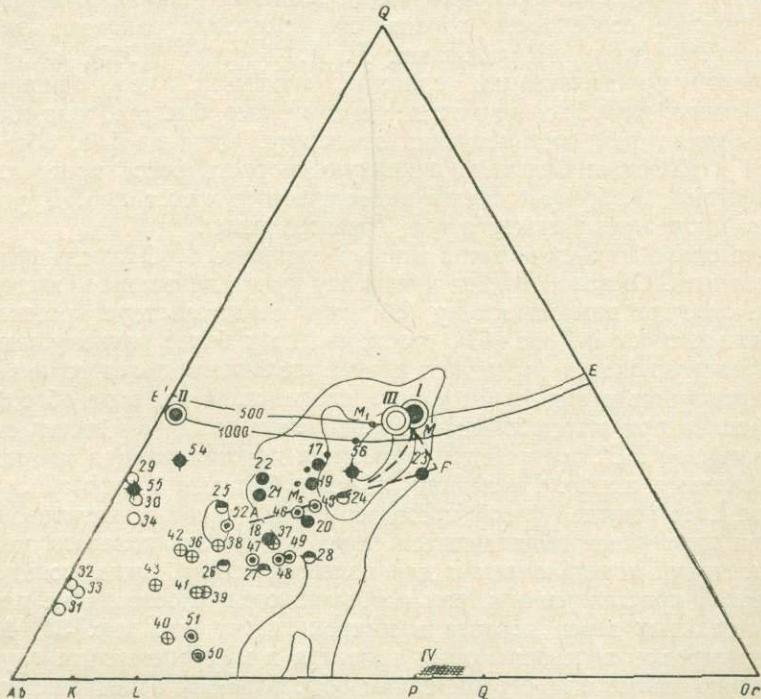


Рис. 43. Диаграмма  $Ab - Or - Q$ .

Обозначения пород те же, что на рис. 5.  $M_1 \dots M_5$  — изменение положения тройного минимума при увеличении давления от 500 до 4000 кг/см<sup>2</sup> (Bowen, 1954). Изолинии показывают распределение 362 образцов эфузивных пород «идеального» гранитного состава (Tuttle, 1955), располагающихся в пределах температурного минимума, полученного по экспериментальным данным.

Состав микролегматита: I и II — по данным количественных подсчетов в шлифах, III — по данным химического анализа, IV — состав щелочного полевого шпата гранитах и граносиенитах.

поля кристаллизации кварца и щелочного полевого шпата. Фигуративные точки гранитоидов располагаются в поле кристаллизации щелочного шпата, что объясняет наличие обособленных зерен пертита, кристаллизация которых начинается до кристаллизации микропегматита.

Как показали Боуэн и Таттл (1952), с повышением давления водяного пара котектическая кривая смещается, сокращая поле кристаллизации полевого шпата. Соответственно меняется и положение тройного минимума, который сдвигается в сторону обогащения альбитовым компонентом. Поскольку смещение минимума значительно, то при достаточно точном определении состава остаточной жидкости можно определить и давление водяного пара при кристаллизации этой жидкости. Наблюдения в шлифах показывают, что продукт кристаллизации остаточной жидкости — микропегматит. Фигуративная точка его состава по данным подсчетов в шлифах

и результатам химического анализа располагается вблизи точки тройного минимума при давлении водяного пара 500 кг/см<sup>2</sup>. Так как содержание воды в расплаве является основным фактором, влияющим на состав тройной эвтектики кварц — альбит — ортоклаз, то можно считать, что данный состав микропегматита обусловлен кристаллизацией именно при таком давлении. Если парциальное давление воды отвечало нагрузке вмещающих пород, то давление в 500 кг/см<sup>2</sup> соответствует глубине примерно 2 км, что хорошо согласуется с геологическими данными.

Выше мы отмечали, что микропегматит в гранитах имеет более неправильную форму, чем в граносиенитах, и щелочной полевой шпат, входящий в его состав, срастается с обособленными зернами и каймами пертита. Эти морфологические особенности хорошо согласуются с законами эвтектической кристаллизации. Исследования А. А. Бочвара (1946), посвященные эвтектической кристаллизации сплавов, показали, что одновременная кристаллизация двух фаз происходит значительно быстрее, чем обособленное образование фаз, составляющих эвтектику. Одна из фаз, образующих эвтектику и имеющая большую линейную скорость роста кристаллов, является ведущей и образует скелет эвтектического кристалла. Другая фаза заполняет промежутки между этими образованиями.

В свете сказанного становятся ясными основные особенности гранитного микропегматита. Состав расплава к моменту кристаллизации в системе *Ab—Or—Q* не отвечает эвтектическому (об этом свидетельствует расположение фигуративных точек на рис. 43), что приводит к более раннему выделению избыточного компонента (в данном случае щелочного полевого шпата), который фиксируется в виде кайм вокруг плагиоклаза и в виде обособленных зерен. Расплав при этом обогащается кварцем и, когда он достигает котектической кривой *EE'*, начинается совместная кристаллизация кварца и щелочного полевого шпата. Последний, обладая большей линейной скоростью роста, является ведущей фазой и создает скелет микропегматитовой структуры. При этом ранее выделившиеся зерна щелочного полевого шпата являются центрами кристаллизации для полевого шпата, выделяющегося при эвтектической кристаллизации, чем и объясняются «постепенные переходы» кайм и отдельных зерен пертита в микропегматит (см. рис. 31, 40). При этом ориентировка полевошпатовых вростков в микропегматите грубо перпендикулярно кайме или ограничениям обособленных зерен пертита отвечает общему правилу преимущественного роста кристаллов в направлении наибольшего температурного градиента (Мортон, 1960), возникающего при отводе тепла, которое выделяется при кристаллизации. Морфологическим подтверждением этому является тот факт, что с удалением от материнского зерна вростки пертита становятся все более неправильными и в конце концов полностью теряют какую-либо ориентировку.

В типичном граносиенитовом микропегматите обособленные перитовые зерна часто характеризуются в общем идиоморфными очертаниями и имеют резкие границы с микропегматитом, как и зерна плагиоклаза, что свидетельствует об определенном разрыве во времени кристаллизации обособленных зерен пертита и микропегматита. Это объясняется, очевидно, рядом причин. Одна из них — особенности состава полевошпатовой части граносиенитов, а именно — близость его к котектической линии *Oe'* (см. рис. 42). Этим обусловлена сближенная во времени кристаллизация плагиоклаза и щелочного полевого шпата, вследствие чего приближение остаточного расплава к эвтектике в граносиенитах существенно отличается от гранитов. В гранитах приближение расплава к составу эвтектики происходит в магматической камере вследствие кристаллизации щелочного полевого шпата. В граносиенитах выделение и плагиоклаза и обособленных зерен щелочного полевого шпата начинается в интрапеллурических условиях

и, очевидно, заканчивается в основном до внедрения в магматическую камеру. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что выделения перитита и плагиоклаза обнаруживают определенную ориентировку, обусловленную течением. Следовательно, остаточный расплав приобретает состав эвтектики (или близко приближается к нему) еще до внедрения в магматическую камеру. Само приближение расплава к составу эвтектики происходит в результате совместного выделения плагиоклаза и щелочного полевого шпата. Залегание граносиенитов в кровле массивов приводит к быстрому охлаждению в магматической камере и быстрой кристаллизации эвтектики, что влечет за собой возникновение тонкой правильной структуры и затрудняет взаимодействие расплава с ранее выделившимися минералами. И действительно, реакционные явления (замещение плагиоклаза перититом и др.) в граносиенитах развиты меньше, чем в гранитах. Что же касается самого рисунка микропегматита, то, очевидно, быстрое охлаждение — необходимое условие для образования тонкой и правильной микропегматитовой структуры.

Ход кристаллизации типичного гранитного и граносиенитового расплава показан на рис. 43. Участок  $AF$  характеризует изменение состава жидкости до начала кристаллизации щелочного полевого шпата. В это время выделяется плагиоклаз, который в процессе кристаллизации обогащается альбитовым и ортоклазовым компонентом (в главе второй отмечалось, что кислые плагиоклазы содержат значительно больше калия, чем более основные). Изменению состава жидкости от  $A$  до  $F$  соответствует изменение состава плагиоклаза от  $K$  до  $L$ . В точке  $F$  начинается кристаллизация щелочного полевого шпата. Из табл. 13 видно, что перитит кайм более богат ортоклазовым компонентом, чем щелочной полевой шпат, кристаллизующийся позднее (отдельные зерна перитита и перитит в микропегматите). В процессе кристаллизации состав щелочного полевого шпата изменяется от  $Q$  до  $P$ , а состав жидкости при этом — от  $F$  до  $M$ . В точке  $M$  происходит кристаллизация щелочного полевого шпата состава  $P$  и кварца с образованием микропегматита.

Иногда наблюдаются отклонения от данной схемы за счет совместного раннего выделения плагиоклаза и щелочного полевого шпата (что выше отмечалось для некоторых граносиенитов). Однако это не вносит существенных корректив в ход кристаллизации. В некоторых гранитах наблюдается постепенная смена плагиоклаза каймами щелочного полевого шпата, в которых количество ортоклазового компонента постепенно возрастает до нормального для перититов. Внешние части каймы срастаются с кварцем, образуя грубый микропегматит. Изменение состава жидкости в этом случае грубо соответствует кривой  $AM$ , а состав полевого шпата изменяется от  $K$  до  $P$ .

Температура главной фазы кристаллизации гранитов может быть установлена по двухполевошпатовому геотермометру на диаграмме равновесия щелочного полевого шпата и плагиоклаза (Барт, 1962, рис. 7). На основании равновесия олигоклаза со щелочным полевым шпатом  $Or_{55}Ab_{45}$  температура кристаллизации гранитов определяется в  $800^\circ$ . Граносиениты, в которых щелочной полевой шпат такого же состава существует с альбитом № 6—10, кристаллизовались при температуре  $750^\circ$ . Наличие перититов распада указывает на реальность цифр, полученных по двухполевошпатовому геотермометру, так как максимум кривой сольвуса в системе альбит — ортоклаз — вода в зависимости от давления колеблется от 660 до  $705^\circ$  (Йодер и др., 1963). По данным Йодера, начало кристаллизации плагиоклаза отвечает температуре около  $900^\circ$  (для олигоклаза № 20—28 при давлении 5000 бар). Кроме того, в контактах с гранитами развиваются пироксен-плагиоклазовые роговики (см. главу восьмую), парагенезисы ко-

торых отвечают пироксен-роговиковой фации (Тернер и Ферхуген, 1961; Тернер, 1961). Для этой фации характерны температуры около 700° при давлении флюида 500 бар, что хорошо совпадает с приведенными выше цифрами.

Температурный минимум кристаллизации гранитоидов, определенный по содержанию  $TiO_2$  в титаномагнетите (Buddington и др., 1955), составляет 500—600°, однако температура может быть занижена вследствие частого отсутствия избыточного ильменита.

Зависимость условий кристаллизации от глубины формирования находит свое выражение в закономерном изменении состава и структуры гранитов в вертикальном разрезе массивов. Наиболее изучен в этом отношении массив горы Магнитной, для которого имеются непосредственные данные по изменению состава гранитов по глубоким (более 1300 м) скважинам.

Изменение структуры гранитов в вертикальном разрезе подробно описано в предыдущих главах. Оно сводится к тому, что с глубиной увеличивается размер зерен кварца и щелочного полевого шпата и, как следствие этого, исчезают порфировидные и микропегматитовые структуры, столь характерные для краевых частей массивов. В связи с этим необходимо подчеркнуть влияние скорости охлаждения, которая в общем случае является функцией глубины формирования, на возникающую структуру гранитоидов: на крупность зерна и сам тип структуры. Быстрое охлаждение — одно из необходимых условий образования порфировидных и микропегматитовых структур интрузивных гранитоидов, и чем быстрее охлаждение, тем, при прочих равных условиях, эти структуры четче выражены.

Основные особенности изменения состава гранитов в зависимости от глубины формирования заключаются в том, что граниты верхних горизонтов массивов характеризуются повышенной степенью окисления железа и богаче калиевым полевым шпатом и кварцем.

Степень окисления железа для породы в целом определяется: а) соотношением темноцветных и рудных минералов, так как, судя по химическим анализам (табл. 17), степень окисления железа в основном темноцветном минерале — роговой обманке — сохраняется на одном уровне; б) соотношением гематита и магнетита среди рудных минералов. Последнее соотношение, в частности, определяет высокую степень окисления железа в гранитоидах Московского массива, среди рудных минералов которых преобладает гематит.

Данные по изменению степени окисления железа с глубиной в гранитах массива горы Магнитной приведены в табл. 21, которая показывает, что

Таблица 21

Изменение степени окисления железа и соотношения темноцветных и рудных минералов в гранитах массива горы Магнитной и в комагматических липаритовых порфирах в зависимости от глубины кристаллизации

Порода	Колич. образ- цов	Содержание, вес. %				$\Phi$
		$Fe_2O_3$	FeO	Темно- цвет- ные*	Руд- ные*	
Липаритовые порфиры средне-верхневизейского вулканического этапа . . . . .	5	2,0	1,07	—	—	62
Граниты верхних горизонтов . . . . .	2	2,03	1,36	2,8	1,4	57
Граниты из глубоко залегающих частей массива	2	1,45	1,95	4,0	1,9	40

\* Вычислено по данным табл. 7.

эта величина в значительной мере является функцией глубины формирования. Для сравнения приведена степень окисления железа в комагматических с гранитами липаритовых порфирах. Как следует из таблицы, в границах верхних горизонтов массива содержание рудных минералов несколько выше, чем в гранитах, кристаллизовавшихся на большей глубине при одинаковом общем содержании железа. В полировках из гранитов верхних горизонтов наряду с магнетитом был обнаружен гематит в количествах 20—40% общего содержания рудных минералов. В липаритовых порфирах гематит является преобладающим рудным минералом.

Поскольку, как мы уже отмечали, большая часть гематита в гранитах имеет эндогенное происхождение, то появление его в тех частях массивов, которые формировались на минимальной глубине, следует рассматривать как результат повышения парциального давления кислорода по мере приближения к земной поверхности (Коржинский, 1940; Бетехтин, 1955). Кроме того, как будет показано ниже (см. главу четвертую), повышение активности кислорода в верхних горизонтах массивов может быть обусловлено процессами ассимиляции, которые здесь были наиболее интенсивными.

Следует также обратить внимание и на то, что с увеличением степени окисления железа изменяется окраска щелочных полевых шпатов. В глубоких горизонтах массива преобладают светло-розовые и серовато-белые полевые шпаты, а в верхних горизонтах — розовые, розовато-красные и красные. Для сравнения укажем, что в альбитовых плагиогранитах, степень окисления железа в которых минимальная (от 13,5 до 35,2—см. табл. 19 и рис. 50), альбит в большинстве случаев имеет белую окраску и лишь в отдельных случаях — розовую. Поскольку окраска полевых шпатов обусловлена примесью гематита и не связана с какими-либо вторичными изменениями пород (см. главу вторую), то можно предположить, что одним из факторов, обуславливающих интенсивность окраски, является различная активность кислорода во время кристаллизации полевых шпатов.

Данные по изменению количества кварца и калиево-натриевых полевых шпатов в гранитах горы Магнитной в зависимости от глубины формирования приведены в табл. 22. Они показывают, что снизу вверх увеличивается

Таблица 22  
Изменение состава гранитов массива горы Магнитной с глубиной

Место взятия*	№ образца	K <sub>2</sub> O, вес, %	Щелочной полевой шпат, об. %	Плагиоклаз, об. %	Номер плагиоклаза	Кварц, об. %
Граниты из верхних горизонтов массива	18	3,58	—	—	—	—
	17	3,8	39,2	30,0	16	27,0
	19	3,5	36,3	35,6	18	24,2
Граниты из глубоко залегающих частей массива	21	2,6	30,8	40,0	18	24,0
	22	2,91	32,0	39,5	16	24,2

\* Точнее привязка образцов дана в табл. 7 и 19.

содержание калия и калиево-натриевого полевого шпата, в меньшей степени кварца и соответственно сокращается количество плагиоклаза. Состав плагиоклаза при этом остается постоянным.

Исходя из раннего выделения плагиоклаза, обеднение им гранитов верхних горизонтов массивов можно объяснить гравитационной дифференциацией, обусловленной погружением плагиоклазовых зерен. Объемный вес олигоклаза № 16—20 равен 2,64, объемный вес продуктов кристаллизации остаточной жидкости состава  $Q_{40} (Or_{55} Ab_{40} An_5)_{60}$  — 2,61, а стекла такого

же состава — обсидиана — 2,32 (Wahlstrom, 1955). Следовательно, разница в объемном весе олигоклаза и стекла составляет 0,32. В связи с тем, что с повышением температуры объемный вес жидкости уменьшается в большей мере, чем твердой фазы, в магматических условиях эта разница возрастет еще больше. Отсутствие точных данных о вязкости магмы делает невозможной количественную оценку процесса, однако приведенные цифры показывают принципиальную возможность осуществления гравитационной дифференциации.

## Глава четвертая

### ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ.

#### ГЕНЕЗИС И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ГРАНОДИОРИТОВОГО РЯДА

Как указывалось выше (см. главу первую), описываемые гранитоидные массивы прорывают вулканогенно-осадочные толщи разного состава. Контакты массивов с ними всегда отчетливо интрузивные, резкие, и влияние гранитов на вмещающие толщи выражается в контактовом метаморфизме последних (см. главу седьмую).

Взаимодействие гранитной магмы наблюдается только с ксенолитами вмещающих пород и выражается, с одной стороны, в изменении состава ксенолитов и, с другой, в изменении состава реагирующей с ними магмы. В результате, в тех участках, где происходит такое взаимодействие, массивы приобретают пестрый состав. Это касается преимущественно краевых частей, которые богаче ксенолитами. Среди последних отмечаются габбропорфириты (более 90% всех ксенолитов), основные эфузивы и андезито-траплитовые порфиры (очень редки и не обнаруживают заметных изменений). Известняки и другие осадочные породы не были встречены в ксенолитах.

Пестрые по составу участки массивов характеризуются наличием многочисленных в разной мере переработанных ксенолитов размером от нескольких сантиметров до 10 м и более. Состав ксенолитов колеблется от габбро до гранодиорита в зависимости от степени переработки. С другой стороны, включающие ксенолиты породы также имеют различный состав — от гранита до кварцевого диорита. При этом ксенолиты всегда оказываются более основными, чем включающие их породы. Ограничения ксенолитов бывают как резкими, так и расплывчатыми. Обычно чем сильнее переработан ксенолит (т. е. чем более кислый состав он имеет), тем более нерезкими являются его границы. Размеры участков сравнительно однородного состава, как и размеры ксенолитов, колеблются в широких пределах. Сильно варьирует и градиент изменения состава: в одних случаях расстояние, на котором происходит переход от гранита к диориту, составляет несколько сантиметров, в других оно измеряется метрами. Картина еще более осложняется наличием многочисленных ветвящихся прожилков различной мощности, состав которых колеблется от гранитного до диоритового. Прожилки всегда оказываются более кислыми, чем та порода, которую они рассекают. Например, прожилки гранита отмечаются во всех породах, прожилки гранодиорита — только в кварцевых диоритах или габбро и т. д.

Ниже приводится детальное описание взаимоотношений пород, слагающих неоднородные по составу участки массивов, и разбирается их генезис.

На основании многочисленных наблюдений можно выделить три основных случая взаимоотношений габбро с гранитами (рис. 44):

- 1) контакт габбро с гранитом резкий (I);
- 2) габбро постепенно переходит в гранит через кварцевый диорит и гранодиорит (II и III);
- 3) габбро полностью превращено в кварцевый диорит, контакт последнего с гранитом может быть как резким (VI), так и расплывчатым (IV и V).

В первом случае габбро на контакте большей частью ороговиковано, реже скарнировано (например, в скв. 98 на Малом Куйбасе). Изменений

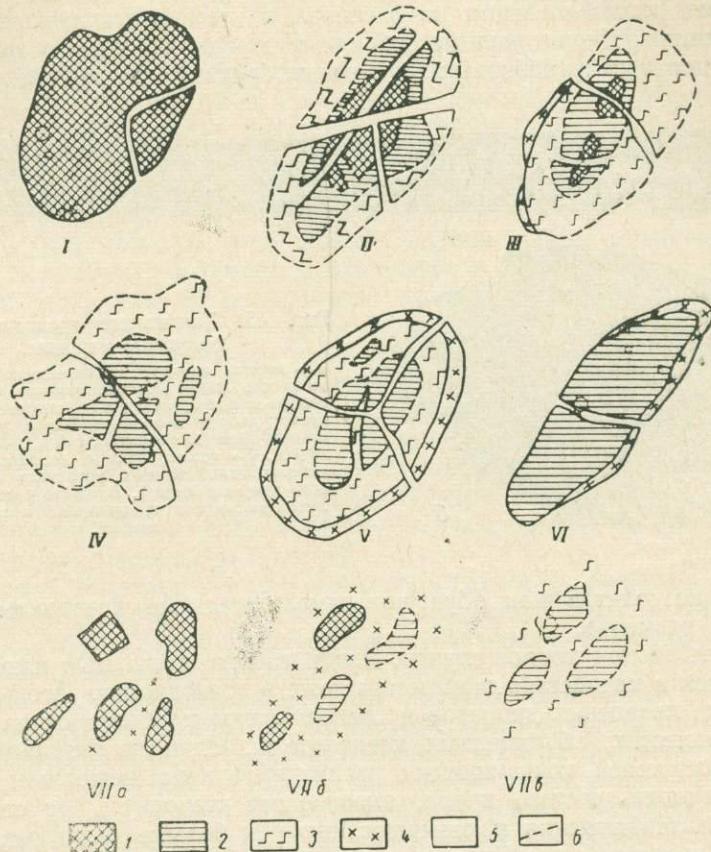


Рис. 44. Схема взаимоотношений пород главного интрузивного комплекса.

1 — габбро и габбро-диабазы; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранодиориты; 4 — трондьемиты; 5 — граниты; 6 — нерезкие контакты.

в составе гранитов при этом не происходит. Контактово-термальные роговики по габбро описаны в главе седьмой.

В северной и восточной части Куйбасовского массива, на горе Березовой и в скв. 801 неоднократно наблюдался постепенный переход габбро в граниты через кварцевые диориты и гранодиориты (случай второй). Начальные стадии такого перехода представлены диоритовидными гибридными породами, которые особенно часто развиваются по ороговикованному габбро. Подобные породы характеризуются крайней неоднородностью структуры и состава, часто в пределах одного шлифа. Участки пироксен-лабрадоровых роговиков в таких породах перемежаются с участками повышенной крупности зерна, которые имеют диоритовый состав. В диоритовых участках появляется кварц, порфировидные выделения олигоклаза, иногда

с каймами криптопертита. По существу подобные породы представляют собой в разной мере диоритизированные роговики. А. Н. Заварицкий выделил их как «меланократовые обособления» в гранитах и рассматривал в качестве продуктов изменения габбро. Такие породы в Кузнецком Алатау были описаны Т. М. Дембо (1956), который считает их собственно гибридными, т. е. породами, несущими «объективные признаки двойственного происхождения как в отношении своего состава (материал внедрившейся магмы и взаимодействующих боковых пород), так и в отношении способа образования (кристаллизация из расплава и перекристаллизация в твердом состоянии)». Диоритоидные гибридные породы наиболее развиты среди «гранито-диоритов» и габбровых эруптивных брекчий, где они слагают края-



Рис. 45. Такситовые гранодиориты и кварцевые диориты.

*a* — переход гранита, образующего прожилки и содержащего ксенолиты неизмененного габбро-диабаза (*слева*), в гранодиорит и кварцевый диорит с одновременным усилением переработки ксенолитов. Скв. 801, гл. 200 м; *б* — гранодиорит с ксенолитами амфибол-плагиоклазовых роговиков и кварцевого диорита (*внизу*). Внешние части ксенолитов роговиков превращены в кварцевый диорит.

вые части ксенолитов или образуют самостоятельные ксенолиты, обычно небольших размеров.

Наиболее обычен третий случай, когда габбро полностью или частично превращается в кварцевый диорит или даже в гранодиорит. Ассимиляционная природа кварцевых диоритов и гранодиоритов наиболее отчетливо проявляется в местах, обогащенных ксенолитами. Один из основных объективных показателей контаминации гранитной магмы веществом ксенолитов — зависимость состава пород, вмещающих ксенолиты, от степени их переработки. Наблюдения показывают, что чем больше были раздроблены породы до внедрения гранитов, тем сильнее они переработаны ими и тем больше состав вмещающей ксенолиты породы отличается от гранитного. Там, где ксенолиты включены в гранит, они имеют резкие ограничения и представлены либо габбро, либо роговиком. Изменения в составе гранитов обычно не происходит, лишь в местах наибольшего скопления ксенолитов они приобретают плагиогранитный уклон и приближаются к трондьемитам. Если наряду с ксенолитами габбро появляются ксенолиты кварцевых диоритов, то граниты переходят в гранодиориты или трондьемиты. По мере усиления переработки ксенолитов и превращения их в кварцевые диориты включающая ксенолиты порода приобретает состав гранодиорита. В последних ксенолиты уже менее четкие, чем в гранитах; границы их в одних случаях резкие, в других — постепенные (даже у одного и того же ксенолита), различие в составе ксенолита и вмещающей его породы уменьшается. В кварцевых диоритах ксенолиты обычно полностью переработаны и от них сохраняются только меланократовые нечеткие пятна, более тонкозернистые, чем диорит (рис. 45). Интересны наблюдения в связи с этим над средней величиной ксенолитов в гранодиоритах и кварцевых диоритах. В скв. 801 на 10-метровом интервале средняя величина ксенолитов в грано-

диорите 5—10 см, а в диорите — 1—2 см. В той же скважине на глубине 212 м гранодиориты содержат ксенолиты диоритизированного габбро-диабаза размером до 5 см, ниже размеры ксенолитов уменьшаются до 2 см, количество их несколько возрастает, состав приближается к диоритовому, а включающая ксенолиты порода переходит в кварцевый диорит. Все эти переходы наблюдаются на расстоянии 1 м. Подобные соотношения между сохранностью ксенолитов, составом включающей их породы и размером ксенолитов (т. е. степенью раздробленности породы) определенно указывают на контаминацию магмы веществом ксенолитов, которая облегчалась в более раздробленных породах, и, следовательно, на ассилияционное происхождение гранодиоритов и кварцевых диоритов (см. рис. 45, а). Схематически эти соотношения показаны на рис. 44 (VIIa, б, в).

Отмечаются два основных способа образования ксенолитов кварцевых диоритов и гранодиоритов. В одних случаях диориты и гранодиориты образуются в результате дезинтеграции ксенолита габбро на отдельные зерна и контаминации ими гранитной магмы (первый способ образования ксенолитов<sup>1</sup>). Вследствие первично неоднородного распределения ксенолитов в магме и неоднородного рассеивания минералов габбро в ней, степень контаминации магмы в разных частях ее не одинакова, что и ведет к неоднородности образующихся из контаминированной магмы пород, которые состоят из участков кварцевого диорита или гранодиорита. Кроме того, устанавливается превращение ксенолитов габбро в кварцевый диорит без дезинтеграции на отдельные зерна. В данном случае кварцевые диориты образуются путем замещения ксенолитов габброидов с сохранением формы последних (второй способ образования ксенолитов).

Взаимоотношения в ряду гранит — гранодиорит — кварцевый диорит сводятся к двум основным случаям.

1. Породы связаны постепенными переходами с плавным изменением количественного соотношения слагающих их минералов и состава полевых шпатов. Состав главного темноцветного минерала — роговой обманки — при этом не изменяется.

2. Каждый предыдущий член ряда содержит ксенолиты последующего члена и рассекает его в форме прожилков. Границы ксенолитов и прожилков в этих случаях могут быть как резкими, так и постепенными. Обратные взаимоотношения между породами никогда не наблюдаются.

В тех случаях, когда граница между породами выражена достаточно четко, между ними часто наблюдаются каймы среднезернистых трондьемитов.

В качестве примера приводится описание взаимоотношений пород в скв. 801, где они изучены наиболее детально. Выбор ее не случаен. Взаимоотношения пород по скважине типичны для массивов, вещественный состав пород не изменен выветриванием, и можно проследить характер изменения ассилияционных процессов на глубину до 1 км.

До глубины примерно 120 м наблюдаются мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты, одинаковые по составу и структуре (обр. 17 в табл. 7, 13, 16, 18, 19). Ниже постепенно и плавно начинает увеличиваться количество роговой обманки и плагиоклаза с одновременным уменьшением количества кварца и микроперитита. Биотит, начиная с глубины 120 м, исчезает. В результате, в интервале 120—126 м граниты сменяются гранодиоритами, а последние — кварцевыми диоритами. Для характеристики перехода детально изучены образцы гранодиорита с глубины 125 м (обр. 36) и кварцевого диорита со 130 м (обр. 39), описанные в табл. 7, 15, 16, 17, 18, 19 (рис. 46).

<sup>1</sup> Термин «ксенолит» имеет в данном случае, естественно, условный характер.

Параллельно с увеличением количества плагиоклаза усиливается его зональность. Уже со 120 м появляются сначала редкие, а потом и преобладающие зерна резко зонального плагиоклаза с серицитизированным ядром (андезин или лабрадор) и внешней каймой олигоклаза № 18—20. Такой же состав имеет плагиоклаз в граните, где он образует слабо зональные зерна (в ядре — № 20, во внешней части зерна — № 16—18), обрастающие каймами микроперитта. В этом отчетливо проявляется первая закономерность переходов гранитов в диориты: состав внешних зон плагиоклазовых зерен остается постоянным и соответствует составу плагиоклаза в гранитах.

В то же время средний состав плагиоклаза от гранита к диориту постепенно возрастает за счет увеличения количества резко зональных зерен с более основными ядрами (см. рис. 46), что отвечает увеличению количества реликтового габбрового плагиоклаза. Состав роговой обманки по данным химических анализов и оптическим свойствам остается на всем протяжении постоянным. В гранодиорите и диорите внутри ее зерен наблюдаются реликты моноклинного пироксена, наиболее обильные в диорите. Это вторая закономерность переходов гранита в кварцевый диорит: состав главного темноцветного минерала — роговой обманки — остается постоянным.

Одновременно с биотитом

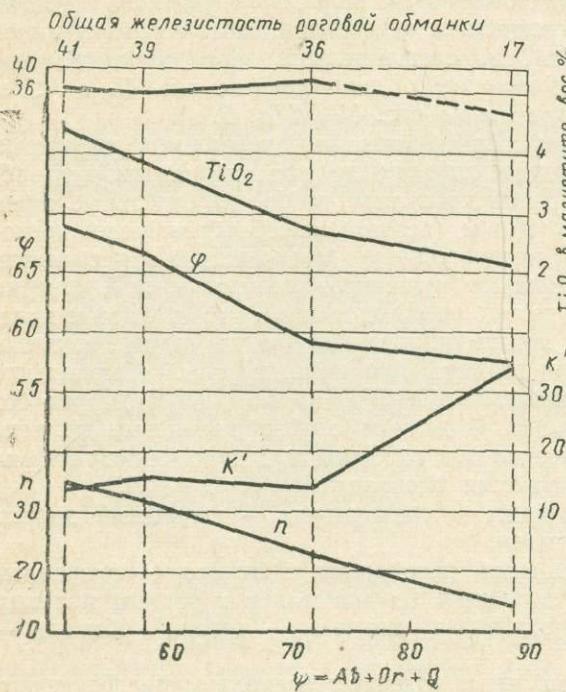


Рис. 46. Изменение состава нормативного плагиоклаза ( $n$ ), относительного содержания ортоклаза в сумме полевых шпатов ( $k'$ ), степени окисления железа ( $\Phi$ ), содержания  $TiO_2$  в магнетите и общей железистости роговой обманки при постепенном переходе гранита в кварцевый диорит. Номера образцов вверху соответствуют номерам в табл. 19.

том с глубины 120 м исчезают и отдельные зерна перитта, который ниже встречается только в виде кайм вокруг плагиоклаза, ширина которых постепенно сокращается. В кварцевом диорите перитт обычно приурочен к участкам, обогащенным кварцем. Количество и состав титаномагнетита изменяются закономерно: от гранита к диориту увеличивается количество титаномагнетита и возрастает содержание в нем  $TiO_2$  (см. рис. 46). Характерно, что содержание  $TiO_2$  в магнетите изменяется в соответствии с изменением степени окисления железа  $\Phi$ .

Кварцевые диориты прослежены до глубины 139,5 м, где они прорываются гранитами. Граниты в зоне контакта содержат ксенолиты кварцевого диорита с резкими ограничениями и рассекают его сетью тонких ветвящихся прожилков. В контакте с диоритом граниты заметно обогащены плагиоклазом. До 146,5 м граниты имеют однородный состав и структуру, они охарактеризованы обр. 19 (см. табл. 7, 13, 14, 16, 18, 19). На глубине 146,5—147 м детально изучен контакт гранита с ксенолитом габбро-диабаза. До глубины 146,5 м — гранит, в интервале 146,5—147 м — роговооб-

манковый трондьемит (обр. 42). Контакт гранита с трондьемитом постепенный, но переход происходит довольно быстро, на расстоянии около 10 см. Гранит микропегматитовый роговообманный, с небольшим количеством биотита. Плагиоклаз № 16—20 образует широкотаблитчатые зерна размером 1,5—2 мм, окруженные каймами пертита, внешние части которых переходят в микропегматит. Структура трондьемита гранитная. Преобладающий минерал — олигоклаз — того же состава, что и в граните. Микропертит встречается в виде кайм вокруг плагиоклаза, и общее количество его невелико (см. табл. 7). Биотит отсутствует, внутри большинства зерен роговой обманки отмечаются реликты моноклинного пироксена. В породе содержится много мельчайших (до 2—5 мм) ксенолитов амфиболизированных пироксен-плагиоклазовых роговиков. Габбро-диабаз в контакте с трондьемитом ороговикован (рис. 47). Мощность зоны ороговикования до 2 см. Зона характеризуется обр. 8 (см. табл. 6, 9, 10, 11). Роговик, в свою очередь, постепенно сменяется неизмененным габбро-диабазом, аналогичным обр. 4 (см. табл. 6, 9, 10, 11). В описанном примере обращает на себя внимание кайма трондьемита на контакте гранита с ксенолитом габбро-диабаза. Подобные каймы неоднократно наблюдались также на контакте гранитов с ксенолитами кварцевых диоритов и гранодиоритов и, реже, на контакте ксенолитов кварцевых диоритов в гранодиоритах.

Интервал 147—159 м сложен пироксеновым мелкозернистым габбро-диабазом. Пироксен амфиболизирован. В интервале 150—153 м в габбро-диабазе наблюдаются крутые (с углом падения 80—85°) дайки трондьемитов, местами переходящих в граниты и гранодиориты. Габбро-диабаз в контакте с дайками ороговикован. Мощность зоны амфибол-плагиоклазовых роговиков достигает 10 см. Дайки выполняют зоны дробления в габбро-диабазе. Местами они переполнены мелкими (2—3 см) ксенолитами роговиков, которые в одних случаях имеют резкие, остроугольные ограничения, а в других окружены каймами кварцевых диоритов, что затушевывает границы ксенолитов. Трондьемиты содержат множество ксенокристаллов плагиоклаза. Ксенокристаллы сильно серицитизированы и обрастают каймами водяно-прозрачного несдвойникованного олигоклаза № 18—20. В результате образуются резко зональные зерна плагиоклаза, в которых ядро имеет таблитчатую форму габбрового плагиоклаза (см. рис. 30). Состав ядра в различных зернах колеблется от лабрадора до олигоклаза № 27. В последнем случае граница ядра с каймой становится менее резкой, что свидетельствует о взаимодействии ядра с расплавом, из которого кристаллизуется плагиоклаз каймы. Зерна плагиоклаза окружены тонкими каймами криптолептиита, который вместе с кварцем цементирует плагиоклаз. В меньшем количестве отмечаются ксенокристаллы амфиболизированного пироксена.

Местами наблюдаются скопления ксенокристаллов, сохраняющие фор-

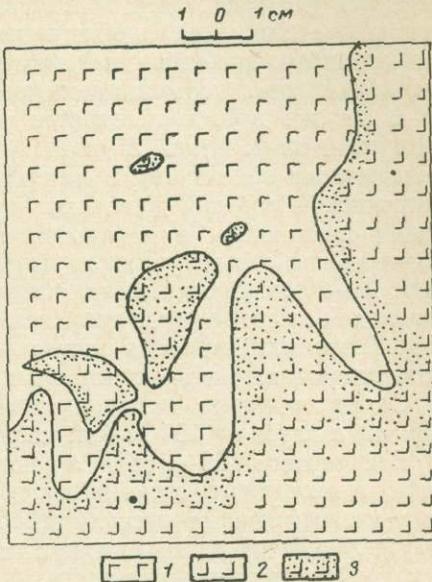


Рис. 47. Характер контакта трондьемита с габбро-диабазом. Скв. 801, гл. 147 м.  
1 — трондьемит; 2 — габбро-диабаз; 3 — ороговикованный габбро-диабаз.

му дезинтегрированного ксенолита. Трондьемит в таких участках приобретает состав кварцевого диорита (первый способ образования ксенолитов кварцевых диоритов, отмеченный выше).

Ксенолиты, имеющие нерезкие ограничения, представлены кварцевыми диоритами. При детальном изучении более крупных ксенолитов установлено, что к центру ксенолита уменьшается количество кварца, щелочного полевого шпата и мощность кайм олигоклаза. В некоторых ксенолитах отмечаются реликты слабо гранитизированного роговика. В данном случае устанавливается превращение в кварцевый диорит ксенолитов ороговиковых габбро-диабазов без дезинтеграции на отдельные зерна (второй способ образования ксенолитов кварцевых диоритов).

В тех же дайках отмечаются участки, полностью лишенные ксенокристаллов и ксенолитов. В таких участках порода представлена гранитом, аналогичным описанному в интервале до 120 м. Это позволяет считать, что материнской породой даек были граниты, которые в результате контаминации превращены в трондьемиты, гранодиориты и кварцевые диориты. Размеры гранитных участков невелики и в наибольшем измерении достигают 10—20 см. От них часто отходят маломощные прожилки в трондьемиты, имеющие большей частью неправильную форму. Эти данные свидетельствуют о том, что контаминация магмы ограничивается участками, зараженными ксенолитами или ксенокристаллами.

Состав наиболее типичной породы из описанных даек характеризует обр. 43 с глубины 151 м (см. табл. 7, 16, 18, 19).

В интервале 159—166,9 м залегает дайка среднезернистого трондьемита, аналогичного описанному в предыдущем интервале. Порода содержит многочисленные ксенолиты роговиков размером до 10 см. Характер взаимоотношений трондьемитов с габбро-диабазами и роговиками такой же, как и в предыдущем интервале.

В породах отмечаются вертикально ориентированные зоны дробления, в которых трондьемиты превращены в альбитовые кварцевые диориты и плагиограниты, состоящие из альбита, катаклизированные зерна которого приобретают шахматную структуру роговой обманки и кварца. Увеличение количества роговой обманки связано с уменьшением количества кварца, что и обуславливает переход альбитовых плагиогранитов в альбитовые кварцевые диориты. Последние образуют участки в плагиогранитах на месте бывших ксенолитов диоритов в трондьемитах, сохраняя их форму. Ксенолиты ориентированы параллельно зонам дробления, что придает породам в целом грубую полосчатую текстуру.

Верхний и нижний контакты дайки резкие. В верхнем контакте вмещающий дайку габбро-диабаз ороговикован. В нижнем трондьемит превращен в альбитовый плагиогранит с шахматным альбитом. Характерно, что контактирующий с ним кварцевый диорит лежащего ниже интервала не затронут альбитизацией.

В интервале 166,9—212 м вскрыты габбро-диабазы, местами превращенные в кварцевые диориты и рассеченные неправильными прожилками гранодиорита, трондьемита и гранита. В отличие от вышележащих габбро-диабазов они слабо ороговикованы. Состав кварцодержащего диорита (начальная стадия переработки габбро) представлен обр. 41 с глубины 200 м, который взят из центральной части ксенолита (см. табл. 7, 15, 16, 17, 18, 19).

Дальнейшее описание скважины не приводится, так как взаимоотношения пород не отличаются от описанных выше. Отметим только, что с глубиной степень асимиляции габбро уменьшается, что приводит к уменьшению количества трондьемитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. По-степенно уменьшается количество ксенолитов с нерезкими ограничениями

(что свидетельствует о более слабом взаимодействии ксенолита с расплавом), а также пятнистых меланократовых обособлений, скоплений ксенокристаллов и так далее. Все резче проявляется различие в составе ксенолитов и вмещающих их пород. Среди ксенолитов начинают преобладать габбро-диабазы, а вмещающая порода приобретает состав гранита или, реже, трондьемита. Состав габбро-диабаза иллюстрирует обр. 4 с глубины 480 м (см. табл. 6, 9, 10, 11).

Наглядная иллюстрация к приведенному описанию скв. 801—рис. 48, на котором показана кривая распределения объемного веса, составленная на основании 420 измерений всех разновидностей пород, встречающихся скважиной и отобранных через равномерные интервалы. На кривой отмечаются два максимума.

Один из них отвечает слабо контаминированным гранитам и выражен четко, что свидетельствует о выдержанном составе гранитов. Второй, пологий максимум отвечает серии гранодиорит — трондьемит — кварцевый диорит — габбро. Так как

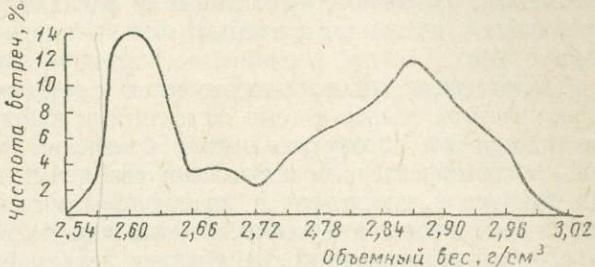


Рис. 48. Кривая распределения объемного веса гранитоидов по скв. 801.

при построении кривой исключено влияние ошибок измерений (интервалы по оси абсцисс выбраны с учетом средней ошибки измерений, составляющей  $0,01 \text{ г/см}^3$ ), то форма максимума свидетельствует о наличии всех промежуточных по составу пород между гранодиоритом и габбро, что полностью подтверждается геологическими наблюдениями.

Особое место среди описанных пород занимают трондьемиты, которые часто образуют каймы мощностью 10—50 см на границе пород разного состава — гранитов с габбро, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Такие каймы характеризуются рядом особенностей.

1. Состав плагиоклаза, его габитус, размеры, характер зональности и двойникования в гранитах и в кайме трондьемитов одинаковы.

2. Большая часть плагиоклаза в гранодиоритах и кварцевых диоритах представлена реликтовым плагиоклазом из габбро, который обрастает каймами олигоклаза такого же состава, что и в гранитах. Отдельные зерна плагиоклаза, кристаллизующегося из контаминированного расплава, отличаются по составу от плагиоклаза гранитов большей основностью. Отсюда следует вывод, что проникающая в дезинтегрированные ксенолиты гранитная магма почти полностью лишена плагиоклаза и представлена в основном щелочно-гранитным расплавом, который, реагируя с минералами габбро, дает начало породам состава кварцевых диоритов и гранодиоритов.

3. Каймы трондьемитов, окружая ксенолиты, сохраняют и подчеркивают их бывшие ограничения.

4. Каймы трондьемитов отмечаются только на границе с крупными ксенолитами. Мелкие ксенолиты, размеры которых измеряются сантиметрами, как правило, лишены таких кайм, что исключает возможность рассматривать их как реакционные образования.

5. Зерна плагиоклаза в каймах часто ориентированы параллельно ограничениям ксенолита и образуют флюидальный рисунок, «обтекая» неровности ксенолита.

6. Количество кварца в каймах обычно закономерно изменяется, умень-

шаясь от гранита к ксенолиту, который окружен каймой. Часто на границе с ксенолитом кварц вообще отсутствует и порода переходит в пластикалит.

7. Граница каймы с гранитом обычно нерезкая, а с ксенолитом выражена гораздо более четко. Чем слабее переработан ксенолит, тем более отчетливо выражена его граница с каймой.

Эти особенности трондьемитовых кайм позволяют предположить, что их образование связано с частичной фильтрацией плагиоклаза, который в интрузированной гранитной магме был представлен твердой фазой. Можно высказать следующие соображения о механизме образования таких кайм. Дезинтегрированный габбровый ксенолит должен вести себя по отношению к окружающему гранитному расплаву подобно фильтру. Расплав проникает в ксенолит, а твердая фаза — плагиоклаз — образует оторочку вокруг него.

Такой генезис кайм подтверждается и тем, что они наблюдаются на границе гранитов только с теми ксенолитами кварцевых диоритов и гранодиоритов, которые образуются путем замещения ксенолитов габброидов (второй способ образования ксенолитов кварцевых диоритов и гранодиоритов). На границе с диоритами и гранодиоритами, которые кристаллизовались из контаминированной магмы, каймы, как правило, отсутствуют.

Однако из сказанного не следует делать вывод, что все трондьемиты образовались только в результате фильтрации плагиоклаза. Трондьемиты, представляющие собой петрографические фации гранодиоритов, с которыми они тесно связаны, образуются также в результате ассилияционных процессов. Такие трондьемиты были выше подробно описаны в скв. 801 (интервалы 150—153 и 159—166,9 м).

Описанный комплекс пород характерен для гранодиоритовой зоны ассилияции, тяготеющей к секущим эндоконтактам массивов. В апикальной части кровли развиты граносиениты и плагиограниты однородной или пятнисто-такситовой текстуры.

В юго-западной части Куйбасовского массива наблюдались порфировидные микропегматитовые граносиениты с ксенолитами плагиоклазовых порфириотов. Граносиениты неустойчивы по составу и часто переходят в гранодиориты. Переход граносиенитов в гранодиориты очень плавный и заключается в увеличении количества роговой обманки. Состав плагиоклаза при этом не изменяется, и в граносиенитах и в гранодиоритах наблюдается альбит № 8. Микропегматита в гранодиоритах нет, структура их гранитная. Ксенолиты в гранодиоритах представлены не плагиоклазовым порфиритом, как в граносиенитах, а порфировидным кварцевым диоритом, состоящим из тех же минералов, что и гранодиорит. Таким образом, здесь также наблюдается отмеченная выше зависимость состава породы, включающей ксенолиты, от степени переработки последних (т. е. от состава ксенолитов). Аналогичная картина и в других местах западной части массива.

В кровле массива горы Магнитной широко развиты альбитовые плагиограниты (см. рис. 19). В скв. 810 устанавливается, что они образуются по плагиоклазовым порфириитам. Реликты порфириотов сохраняются в виде теневых участков, в которых часто наследуется порфировая структура и расположение лейст плагиоклаза в основной массе. Кроме того, в кровле массива плагиограниты образуются в результате постмагматической альбитизации. Первичная неоднородность пород при этом в плагиогранитах хорошо сохраняется. Например, в скв. 807 граниты были встречены на глубине 1267,4 м. В контакте с лежащим выше порфириитом залегает тонкозернистый альбитовый аплит (обр. 29, см. табл. 7, 18, 19), содержащий обломки лежащего ниже среднезернистого плагиогранита. Мощность аплита около 1 м. Постепенно размер зерна в аплите увеличивается, и он пе-

рекорд в среднезернистый альбитовый плагиогранит (обр. 30, см. рис. 32). Диоритовые участки в граните представлены альбитовым кварцевым диоритом (обр. 31), в котором в большом количестве отмечаются вторичные минералы — кальцит, цеолиты. Переход между породами плавный и постепенный. Характерной особенностью пород является очень низкое количество титаномагнетита и невысокое содержание в нем  $TiO_2$ . Преобразование гранитов и граносиенитов в альбитовые плагиограниты детально изучено также по скв. 932, 931 (обр. 32, 33 в табл. 7, 9) и др.

Интенсивная альбитизация затрудняет изучение ассилиационных процессов в кровле массива в их чистом виде, но она настолько типична, что целесообразно выделение особой зоны плагиогранитной ассилиации. Основное отличие ее от ассилиации в гранодиоритовой зоне — интенсивно проявленная стадия постмагматической альбитизации. Кроме того, в кровле массивов происходит взаимодействие гранитной магмы с вмещающими массивы основными эфузивами, а не с породами первой интрузивной фазы (как в гранодиоритовой зоне).

Изложенные особенности ассилиационных процессов свидетельствуют о том, что они относятся к так называемой местной ассилиации, происходящей в магматической камере. Глубинная ассилиация в описываемых массивах проявлена слабо и выражается в некоторой контаминации материнской магмы, что приводит к преобладанию среди темноцветных минералов гранитов роговой обманки (см. ниже).

Из приведенных примеров мы видели, что ассилиация гранитами основных пород подчиняется законам фракционной кристаллизации. Как показал Н. Л. Боуэн (1934), выделившиеся из магмы минералы находятся с ней в реакционных взаимоотношениях, т. е. стремятся к превращению в последующий член реакционного ряда. В нашем случае минералы габброидов, представляющие ранние члены реакционных серий Н. Л. Боуэна, приходя в контакт с гранитной магмой, должны были реагировать с ней, приобретая равновесный состав. Изменение минерального состава пород ассилиационного происхождения, описанное выше, показывает, что такие реакции действительно имеют место и определяют все основные особенности пород.

Дезинтеграция ксенолитов габбро неравномерна. В местах повышенной трещиноватости дезинтеграция наиболее интенсивна, и отдельные зерна или агрегаты зерен минералов габброидов рассеиваются в гранитной магме, реагируя с ней. Затвердевание такой контаминированной магмы в соответствии с общими законами кристаллизации природных силикатных расплавов будет происходить раньше, чем эвтектическая кристаллизация неконтаминированной магмы, и продукты ее кристаллизации будут образовывать шлиры в более кислых породах, что повсеместно и наблюдается. Более поздней кристаллизацией тех участков магмы, которые слабее контаминированы, обусловлены и прожилки более кислых пород.

В тех случаях, когда габбро попадает в гранитную магму в виде крупных ксенолитов, переработка его затрудняется. Существенно уменьшается и степень контаминации включающей ксенолиты магмы. Этим объясняется наличие непрерывного ряда в разной мере переработанных ксенолитов (от диоритизированного роговика до гранодиорита) и непрерывного ряда в различной степени контаминированных пород, включающих ксенолиты (от кварцевого диорита до биотит-роговообманкового гранита). Состав пород при этом меняется в соответствии со схемой кристаллизационной дифференциации, чем обусловлены и особенности их химического состава.

На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5) изменение состава пород в серии габбро — кварцевый диорит — гранодиорит — гранит совпадает с изменением состава вулканических пород верхнeturней-

ско-средневизейского этапа, характеризующегося последовательной смешанной основных излияний средними по составу и последних кислыми. Заметно отклоняются от вариационной линии гранитоидов лишь липаритовые порфиры этого этапа, не имеющие интрузивных аналогов среди пород второй фазы (см. главу шестую), и фигуративные точки гранитов совпадают с комагматичными липаритовыми порфираторами средне-верхневизейского вулканического этапа.

Вариационные линии состава нормативного полевого шпата в массивах горы Магнитной и Куйбасовском ( $I-I'$ ) и в Московском массиве ( $II-II'$ ) представляют собой кривые, обращенные выпуклыми сторонами к углу  $Ab$  (см. рис. 42). При общем сходстве в конфигурации линий между ними наблюдаются и существенные различия. В гранитоидах Московского массива повышение основности нормативного плагиоклаза сопровождается уменьше-

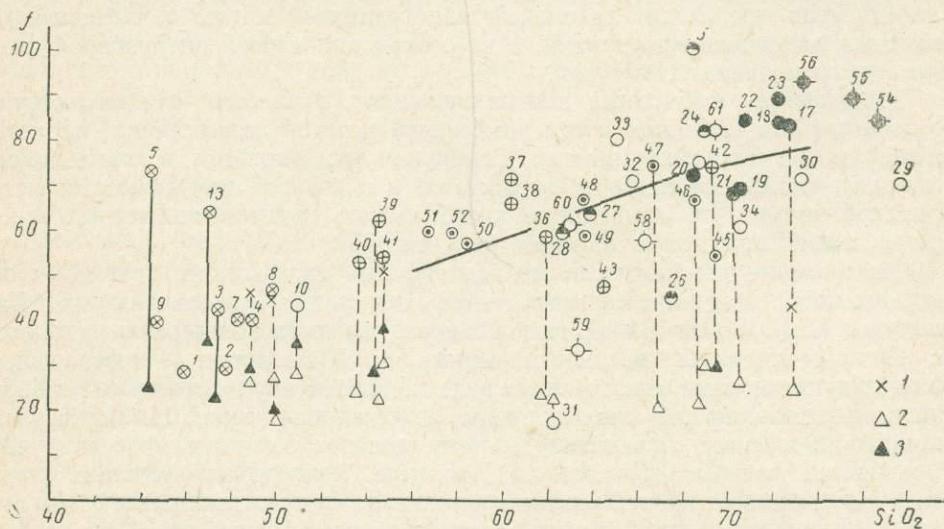


Рис. 49. Вариационная диаграмма железистости интрузивных пород и темноцветных минералов в них.

1 — биотит; 2 — роговая обманка; 3 — пироксен. Фигуративные точки минералов и пород, из которых они выделены, соединены пунктиром, если железистость минерала определена по оптическим свойствам, и сплошной линией, если железистость минерала установлена по химическому анализу.  $I-I'$  — кривая железистости средних типов пород ряда диорит — гранит геосинклинальных областей (В. С. Соболев, 1952). Остальные условные обозначения те же, что на рис. 5.

нием относительного количества калиевого полевого шпата, а линия  $I-I'$  состоит из двух ветвей. Нижняя из них отвечает ряду гранит — трондьемит, а верхняя — ряду трондьемит — гранодиорит — кварцевый диорит. Положение нижней ветви показывает, что при переходе от гранита к трондьемиту состав плагиоклаза остается постоянным, а количество калиевого полевого шпата сокращается, что подтверждается изучением минерального состава пород при этом переходе (см. выше). Ряд трондьемит — кварцевый диорит характеризуется постепенным увеличением нормативного номера плагиоклаза (что отвечает увеличению количества ксенокристаллов плагиоклаза габброидов в кварцевом диорите), которое сопровождается увеличением относительного количества калиевого полевого шпата. Подобная конфигурация вариационной линии обусловлена трондьемитами, образование которых, как было показано выше, часто связано с особыми процессами. Если трондьемиты исключить, то вариационная линия нормативного полевого шпата будет представлена кривой  $I-I'$ , совпадающей по форме с кривой  $II-II'$  для Московского массива и отвечающей теоретическому изменению состава полевого шпата при фракционной кристаллизации.

Закономерно изменяется при ассилияции общая железистость пород (рис. 49), возрастая с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$ . В общих чертах изменение железистости в магнитогорских гранитоидах соответствует изменению железистости в средних типах ряда диорит — гранит геосинклинальных областей (Соболев, 1952). Так как железистость главного фемического минерала — роговой обманки — сохраняется на одном уровне для всех пород главного интрузивного комплекса, то возрастание железистости пород в целом происходит за счет повышения содержания магнетита.

Что касается роговой обманки, то в литературе описывается различное поведение ее железистости в ассилиационных сериях пород. В третичных гранитоидах Камчатки (Прохоров, 1964) состав роговой обманки в серии гранит — кварцевый диорит остается постоянным, как и в нашем случае. В гранитоидах Джумгальского plutона (Кочкин, Носырев, 1961) общая железистость роговых обманок гранитоидов возрастает по мере увеличения гранитной составляющей в породах ассилиационного происхождения. В магнитогорских массивах, как мы уже отмечали, во всех породах в роговой обманке отмечались реликты моноклинного пироксена, что свидетельствует об ее реакционном происхождении по ксенокристаллам пироксена. Постоянная железистость роговой обманки в данном случае отражает примерно одинаковый состав расплава, который вызывает амфиболизацию пироксена, и повышение активности кислорода в более кислых порциях магмы, что вызывает преимущественную кристаллизацию железа в форме магнетита.

Из подобного генезиса роговой обманки следует, что по крайней мере часть гранитов (т. е. те, в которых наблюдалась реликты пироксена в роговой обманке) кристаллизовалась из контаминированной магмы. Контаминация имеет несомненно глубинное происхождение, о чем свидетельствует равномерное распределение роговой обманки. Очевидно, первичной следует считать магму, из которой кристаллизовались лейкократовые биотит-роговообманковые и биотитовые граниты, близкие к аляскитам. Подобного же мнения о составе первичной магмы для гранитоидных массивов пестрого состава придерживается И. М. Исамухамедов (1960), который подчеркнул принадлежность гранитов к гибридизированным породам.

Степень окисления железа в породах ассилиационного происхождения заметно выше, чем в габброидах (рис. 50). В породах с содержанием  $\text{SiO}_2$  50—60%  $\phi$  не опускается ниже 66, что объясняется широким развитием гематита, имеющего несомненно эндогенное происхождение (см. главу вторую.) Очевидно, это связано с повышением основности (щелочности) расплава в результате контаминации его веществом габбровых ксенолитов, которое в глубинных условиях вызывает повышение активности кислорода в расплаве (Коржинский, 1963).

Ксенокристаллы титаномагнетита будут в данных условиях неравновесны с расплавом. Каждый такой кристалл представляет собой буферную ассоциацию твердых фаз с разной степенью окисления железа (магнетит + ильменит). Повышение активности кальция и кислорода в расплаве, контактирующем с таким кристаллом, должно изменить относительные массы присутствующих твердых фаз (Эйтстэр, 1961) с образованием сфена по реакции  $6\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2 + 6\text{CaO} + 6\text{SiO}_2 + \text{O}_2 = 6\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 + 2\text{FeO} \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4$ . Эти реакции между титаномагнетитом и расплавом фиксируются каймами сфена вокруг зерен титаномагнетита, которые широко распространены в гранитоидах контаминированного ряда (см. главу вторую).

Наиболее низкой степенью окисления железа характеризуются альбитовые плагиограниты ( $\phi=13,5 \div 35,2$ ), содержание магнетита в которых много ниже, чем в других породах (см. табл. 18).

Для более детального рассмотрения процесса ассилияции целесообраз-

но проследить изменение парагенетических ассоциаций гранитоидов в зависимости от химических потенциалов натрия и калия (рис. 51). Методика построения пучка линий моновариантных равновесий заимствована у Д. С. Коржинского (1957).

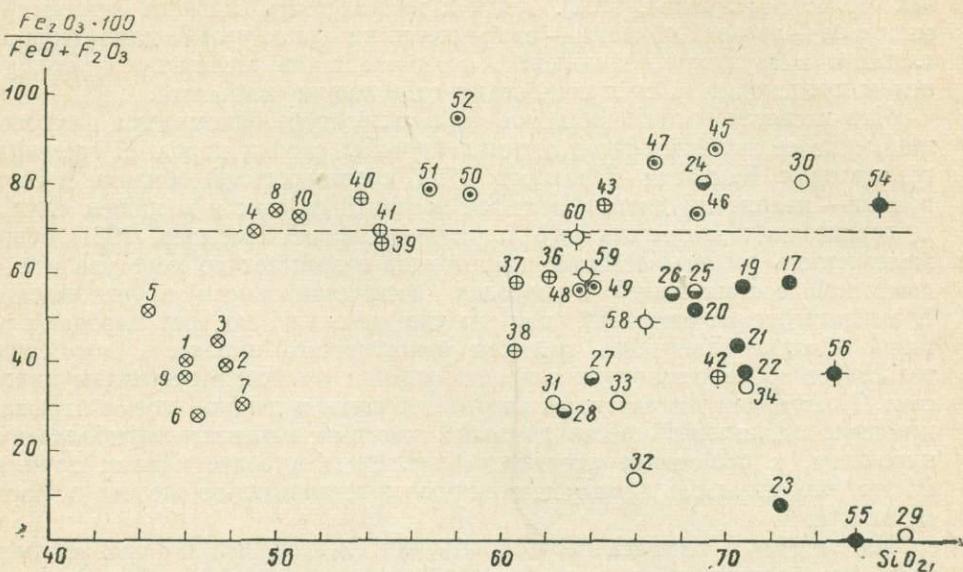


Рис. 50. Вариационная диаграмма степени окисления железа в интрузивных породах.  
Условные обозначения пород те же, что и на рис. 5.

Рассматривается ассоциация следующих минералов:

<i>Пл</i> — 4Na AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ·Ca Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	олигоклаз № 20
<i>Орт</i> — K <sub>0,55</sub> Na <sub>0,4</sub> Ca <sub>0,05</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	калиевонатриевый полевой шпат
<i>Би</i> — H <sub>4</sub> K <sub>2</sub> (MgFe) <sub>4</sub> Al <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>24</sub>	биотит
<i>Рог</i> — H <sub>0,6</sub> Na <sub>0,6</sub> Ca <sub>2</sub> (Mg, Fe) <sub>4</sub> AlSi <sub>6</sub> O <sub>20</sub>	роговая обманка
<i>Пи</i> — Ca (Mg, Fe) Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	моноклинный пироксен
<i>Кв</i> — SiO <sub>2</sub>	кварц.

Из этих формул вычислены уравнения моновариантных реакций, которые используются для построения пучка линий.

Как отмечалось выше, наиболее распространенные в массивах граниты, т. е. породы практически чистой линии, состоят из кварца, калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки, биотита и магнетита. Этот пятиминеральный (плюс избыточный магнетит) парагенезис отвечает моновариантному равновесию на линии *Пи*.

Все парагенезисы, характерные для пород ассилиционного происхождения, дивариантны, и на рис. 51 им соответствуют поля. Наиболее распространены парагенезисы поля *II*, которые характеризуются сосуществованием щелочного полевого шпата и роговой обманки. В некоторых кварцевых диоритах наблюдается парагенезис пироксена с ортоклазом, что соответствует повышению химического потенциала калия. Однако в целом для гранитоидов магнитогорских массивов характерна сравнительно невысокая концентрация калия при высокой концентрации натрия, что находит свое отражение в неустойчивости плагиоклаза, более основного, чем олигоклаз № 20 со щелочным полевым шпатом и в низком значении величины *k* (см. табл. 19).

Как уже отмечалось, биотитовые граниты имеют небольшое распространение и встречены лишь в Московском массиве. Этот парагенезис харак-

терен для поля I, в котором химический потенциал калия имеет меньшее относительное значение, чем в поле II. Так как по крайней мере часть роговой обманки в гранитах несомненно обязана своим появлением контаминацией магмы, то одной из причин повышения  $\mu_{K_2O}$  в характерных парагенезисах следует считать процессы ассимиляции. Что же касается гранодиоритов и кварцевых диоритов, то для них повышение химического потенциала калия в связи с ассимиляцией несомненно. Таким образом, из

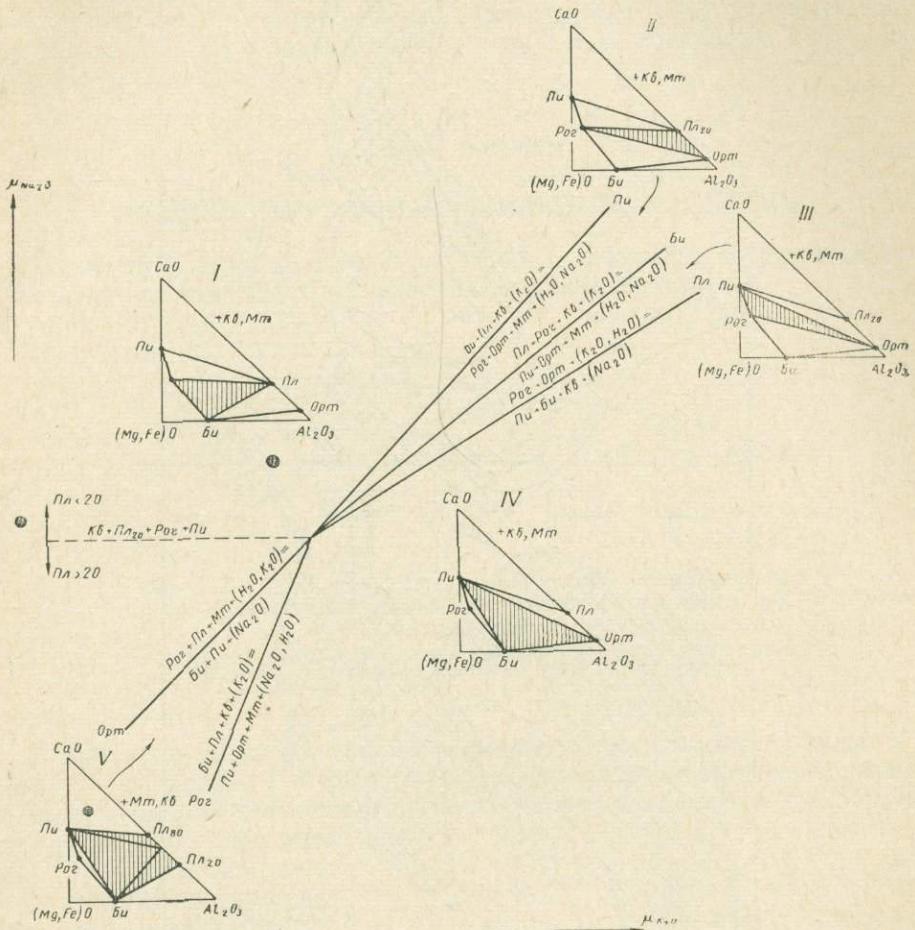


Рис. 51. Диаграмма парагенезисов гранитоидов в зависимости от химических потенциалов натрия и калия.

рассмотренных парагенезисов следует, что увеличение степени контаминации магмы сопровождается повышением  $\mu_{K_2O}$ : для биотитовых гранитов характерен парагенезис поля I, для роговообманковых (оптимальные условия кристаллизации слабо контаминированной магмы) — парагенезис линий  $Pi$ , для роговообманковых гранитов, граносиенитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов — парагенезис поля II и для пироксеновых кварцевых диоритов — поля III. Помимо парагенетического анализа повышение химического потенциала калия в более сильно контаминированных породах подтверждается и составом перититов в них. По сравнению с перититами в гранитах перититы в гранодиоритах и диоритах характеризуются более высоким содержанием калиевого полевого шпата и более основным плагиоклазом (см. табл. 13). Кроме того, об этом же свидетельствует

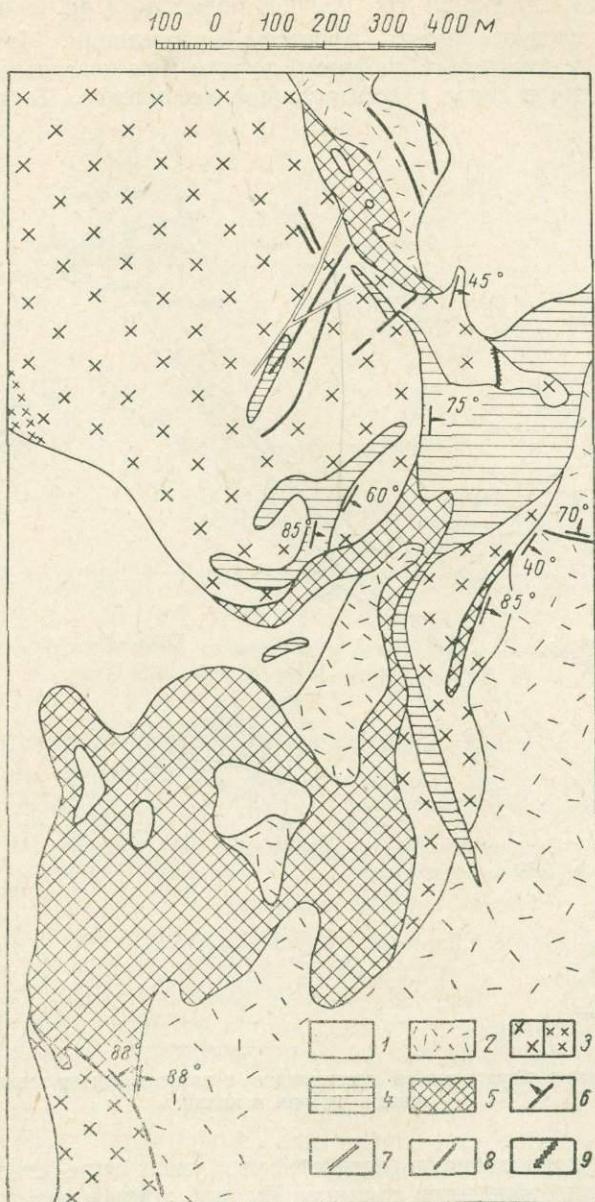


Рис. 52. Схематическая карта интрузии гранодиорит-порфиров на горе Железнодорожной.

1 — основные эфузивы; 2 — туфы основного и среднего состава; 3 — граносиениты и граниты их тонкозернистые разности; 4 — граносиенит-порфиры; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — элементы залегания контактов; 7 — дайки кварцевых диабазов; 8 — дайки гранодиорит-порфиров; 9 — дайки гранит-порфиров, генетически связанных с гранитами.

и отмеченное выше повышение относительного количества калиевого полевого шпата при возрастании нормативного номера плагиоклаза в серии трондемит — гранодиорит — кварцевый диорит (см. рис. 42). Таким образом, в целом процесс ассилияции гранитной магмой основных пород в рассматриваемых массивах сопровождается повышением активности калия и кислорода (см. выше).

Автометасоматическая альбитизация, характерная для плагиогранитной зоны ассилияции, сопровождается увеличением  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ . Образующиеся при этом парагенезисы характерны для поля I и располагаются в нем выше линии  $K\text{e} + \text{Пл}_{20} + \text{Рог} + \text{Пи}$ .

## Глава пятая

### ПОЗДНЕИНТРУЗИВНЫЙ ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы этого комплекса образуют дайки и небольшие интрузивные тела в пределах гранитоидных массивов и во вмещающих породах.

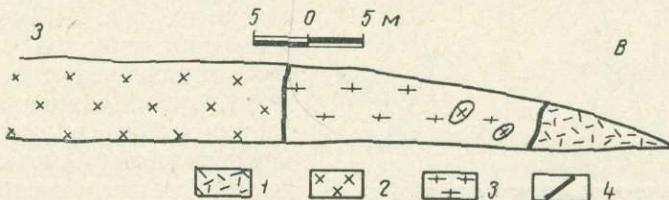


Рис. 53. Контакт гранодиорит-порфиров горы Железнодорожной с граносиенитами северной части массива горы Магнитной. Зарисовка выемки.

1 — туфы среднего состава; 2 — граносиениты; 3 — гранодиорит-порфирь; 4 — зоны закалки в контактах гранодиорит-порфиров.

В первую фазу внедрялись граносиенит- и гранодиорит-порфирь, а во вторую — лампрофиры и кварцевые диабазы. Породы позднеинтрузивного комплекса наиболее развиты в пределах Московского массива, где образуют меридиональную дайковую зону. На южном окончании этой зоны расположено небольшое интрузивное тело гранодиорит-порфиров (на горе Железнодорожной), приуроченное к зоне разлома, являющегося продолжением сброса горы Магнитной. Гранодиорит-порфирь горы Железнодорожной залегают в форме штокобразного тела с грубо согласной апикальной частью кровли (рис. 52).

На юге гранодиорит-порфирь срезают массив горы Магнитной. Контакт их с граносиенитами превосходно обнажен в железнодорожной выемке (рис. 53). Гранодиорит-порфирь содержит крупные ксенолиты граносиенитов. Контакты их характеризуются зонами закалки мощностью до 10 см. В северной части гранодиорит-порфирь рассекают Московский массив (см. рис. 52).

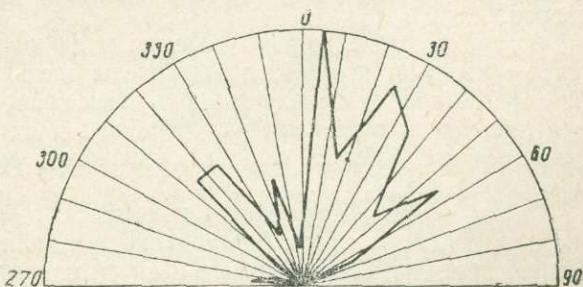


Рис. 54. Роза-диаграмма азимутов простираций даек позднеинтрузивного жильного комплекса в Московском массиве.

От основного тела здесь отходят многочисленные апофизы, секущие гранитоиды и вмещающие породы. Состав пород в северной части штока несколько меняется: начинают преобладать граносиенит-порфиры. Большой частью граносиенит- и гранодиорит-порфиры связаны постепенными переходами, но местами наблюдается и секущее положение гранодиорит-порфиров по отношению к граносиенит-порфирам, что свидетельствует о более ранней кристаллизации последних.

Выше мы отмечали, что южная часть Московского массива представляет собой подводящий канал гранитной интрузии. Гранодиорит-порфиры, на-

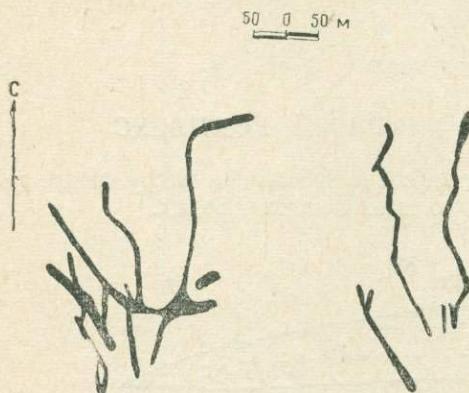


Рис. 55. Форма даек граносиенит-порфиров в Московском массиве.

кая блокировка даек чрезвычайно характерна для описываемой зоны (рис. 55). Большинство даек залегает круто, почти вертикально. Мощность их колеблется от 1—2 до 10—15 м, длина от 100 до 1000 м. Характерна трещиноватость даек: тонкая плитчатая отдельность, напоминающая расланцовку, строго параллельна контактам даек и повторяет все изменения в их направлении. Рассланцованные дайки сильно пиритизированы, окварцеваны, серицитизированы и карбонатизированы. Вмещающие их граниты остаются массивными и изменены слабо. Все это говорит о наличии подвижек вдоль даек и циркуляции по ним гидротермальных растворов.

В этой же зоне широко развиты и дайки второй фазы позднеинтрузивного комплекса, которые представлены здесь в основном кварцевыми диабазами. Обычно они следуют вдоль даек граносиенит- и гранодиорит-порфиров (рис. 56) и рассекают их. Мощность даек небольшая (до 1—2 м), залегание крутое. Обычно хорошо выражены закаленные контакты. Длина даек достигает 300 м.

Дайки позднеинтрузивного комплекса рассекают не только граниты, но и их жильную свиту: гранит-порфиры, аplitы и микрограниты (рис. 57). Иногда граниты и их жильные аналоги в контакте с дайками позднеинтрузивного комплекса (особенно с гранодиорит-порфирами) катализированы. Зоны катализации в гранитах (мощность их не превышает 20 см) подвержены альбитизации с образованием шахматного альбита.

За пределами Московского массива дайки позднеинтрузивного комплекса распространены значительно меньше. Редко они отмечаются в массивах горы Магнитной и Куйбасовском, а также во вмещающих породах. Маломощные дайки лампрофиров довольно широко развиты на горе Магнитной (Заварецкий, 1935) и на Малом Куйбасе, где установлен их послерудный возраст.

следуя этот магматический канал, дают начало дайковой зоне аналогичных пород в пределах Московского массива. Эта зона прослежена через весь Московский массив (см. рис. 2) и приурочена к послегранитной зоне разлома. Общее простирание зоны в целом и большинстве даек в отдельности меридиональное, однако на рис. 54 видны большие колебания азимутов простирания. Это объясняется тем, что дайки внедряются по сопряженной системе трещин и при сохранении общего меридионального простирания отдельные участки имеют то северо-западное, то северо-восточное простирание. Подобная сингенетическая

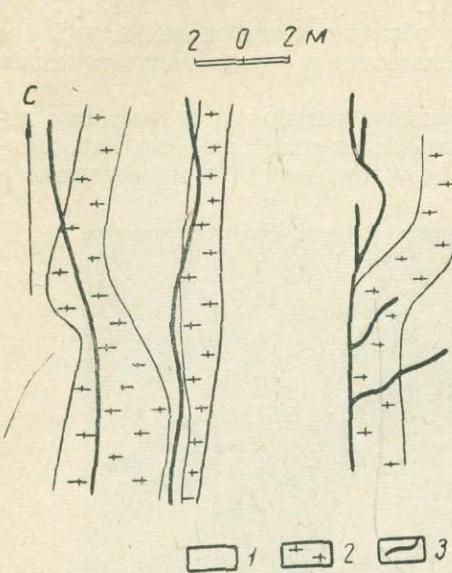


Рис. 56. Взаимоотношение даек первой и второй интрузивных фаз позднеинтрузивного жильного комплекса (Северная часть Московского массива). Зарисовка обнажения.

1 — граниты; 2 — граносиенит-порфиры;  
3 — кварцевые диабазы.

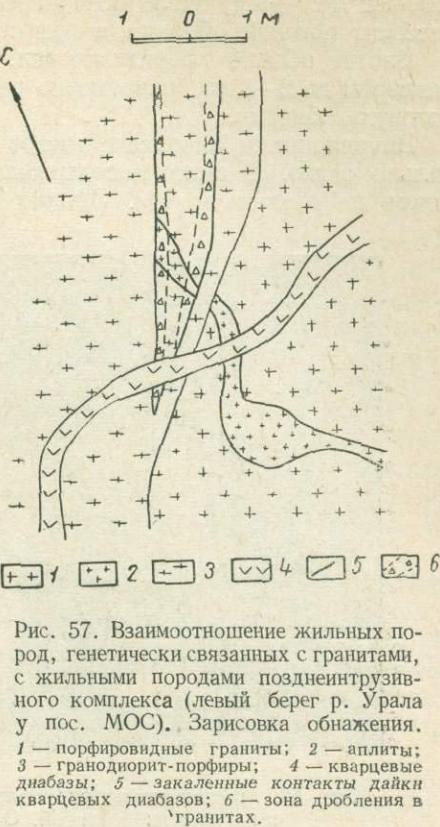


Рис. 57. Взаимоотношение жильных пород, генетически связанных с гранитами, с жильными породами позднеинтрузивного комплекса (левый берег р. Урала у пос. МОС), Зарисовка обнажения.

1 — порфировидные граниты; 2 — аplitы;  
3 — гранодиорит-порфиры; 4 — кварцевые  
диабазы; 5 — закаленные контакты дайк  
кварцевых диабазов; 6 — зона дробления в  
гранитах.

### КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Граносиенит- и гранодиорит-порфиры представляют собой бурые и розово-серые эвпорфиевые породы с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита и пироксена. Биотит и роговая обманка отмечаются (часто совместно) в граносиенит-порфирах, а пироксен — только в гранодиорит-порфирах. Структуры основной массы очень разнообразны. Однаково часто встречаются кварцево-трахитовая, микропойкилитовая, микрогранитная, фельзитовая.

Состав плагиоклаза во вкрапленниках колеблется в широких пределах. В наиболее «свежих» образцах преобладает андезин или кислый лабрадор № 46—55. Наряду с нормальной зональностью часто отмечается и обратная, когда периферия имеет более основной состав, чем ядро. В таких зернах разница в составе ядра и периферии обычно небольшая и не превышает двух-десяти номеров. Вкрапленники обычно сильно корродируются основной массой (рис. 58). Широко распространен эпигенетический альбит.

Часто породы содержат многочисленные вкрапленники олигоклаза № 20. Обычно они сильно оплавлены и образуют гломеропорфировые скопления, часто напоминающие мелкие ксенолиты. Очевидно, большая часть олигоклаза представляет собой ксенокристаллы.

Наиболее распространенным темноцветным минералом во вкрапленниках является роговая обманка, имеющая под микроскопом темно-зеленый или буровато-зеленый цвет. Основные оптические константы:  $N_p = 1,661$ ,  $N_g = 1,682$ ,  $N_g - N_p = 0,019 \div 0,022$ ,  $-2V = 72 \div 81^\circ$ , с  $N_g = 12 \div 17$ . По константам относится к обычной роговой обманке. Железистость ее

( $100 \cdot Fe^{++}/Fe^{++} + Mg$ ) около 45% (Трегер, 1958), что значительно выше железистости роговой обманки в гранитоидах.

Биотит обычно хлоритизирован. Он образует гексагональные таблицы размером до 2—3 мм, равномерно распределенные в породе. Часто замещает роговую обманку.

Вкрапленники пироксена имеют небольшие размеры и встречаются довольно редко. В пироксенсодержащих разностях количество его вкрапленников не превышает 1%. Обычно пироксен окрашен под микроскопом в



Рис. 58. Граносиенит-порфир с вкрапленниками андезина, корродированными основной массой. Обр. 287/201. Николи+,  $\times 15$ .

светло-зеленоватые тона. Оптические константы:  $N_p = 1,687$ ,  $N_g = 1,709$ ,  $N_g - N_p = 0,020 \div 0,025$ ,  $+2V = 56 \div 58^\circ$ ,  $c\ N_g = 41 \div 45^\circ$  — соответствуют авгиту с соотношением  $\frac{Fe^{++} \cdot 100}{Fe^{++} + Mg}$  около 30% (Трегер, 1958).

Кварц отмечается во всех породах, но вкрапленники его большей частью отсутствуют. Кварцевые граносиенит- и гранодиорит-порфиры наиболее распространены в южной и центральной частях Московского массива. Кварц в них образует крупные (до 3—4 мм) выделения, корродированные основной массой.

Калиевый полевой шпат присутствует только в основной массе в виде мельчайших микролитов, либо неправильных ойлокристаллов, переполненных лейстами плагиоклаза (в микропойкилитовых структурах). Кроме калиевого полевого шпата основная масса сложена кислым плагиоклазом (альбит № 10) и кварцем. Темноцветные минералы в основной массе неопределены.

Аксессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом, сфеном. В протолочке обр. 59 обнаружены циркон и монацит (?). Титаномагнетит из этого образца содержит 4,47%  $TiO_2$  при выходе магнитной фракции 0,4%, что несколько превышает содержание  $TiO_2$  в гранитоидах соответствующего состава.

Кварцевые диабазы представляют собой зеленовато-черные тонкозернистые породы с редкими мелкими (до 1 мм) вкрапленниками плагиоклаза, кварца и пироксена. Состав плагиоклаза, как и в описанной выше группе пород, отвечает андезину или кислому лабрадору (№ 45—55).

Пироксен обычно целиком хлоритизирован и сохраняется в виде реликто-внутри зерен хлорита. Цвет его под микроскопом слабо-зеленоватый,  $c\text{ Ng}=42 \div 45^\circ$ ,  $+2V=60^\circ$ ,  $\text{Ng}-\text{Np}=0,027$ . Количество вкрапленников кварца невелико — обычно 1—2 на шлиф, они всегда сильно корродированы основной массой.

Структура пород диабазовая, часто с субпараллельным расположением лейст плагиоклаза. Интерстиции между ними выполнены хлоритом, в котором иногда наблюдаются реликты пироксена, магнетитом и вторичными минералами: эпидотом, кальцитом, серцицитом, которые замещают плагиоклаз, пироксен и хлорит.

Необходимо отметить, что большинство пород позднеинтрузивного комплекса (особенно залегающие в виде даек) подвергнуты сильному эпигенетическому изменению — серцицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, в то время как вмещающие их породы почти не затронуты подобными изменениями. Это же относится и к лампрофирам, которые на горе Магнитной к тому же еще и сильно выветрелые, что крайне затрудняет их изучение. Обычно лампрофиры представляют собой серые, темносерые или буровато-серые тонкозернистые породы, состоящие из олигоклаза № 26—35, моноклинного пироксена и волокнистой зеленой роговой обманки. Структура пород типично лампрофировая (панидиоморфозернистая), в лампрофирах с Малого Куйбаса приближается к диабазовой. Более детально лампрофиры описаны А. Н. Заварицким (1935).

Химический состав пород позднеинтрузивного комплекса приведен в табл. 23. По сравнению с гранитоидами, граносиенит- и гранодиорит-порфиры характеризуются меньшей величиной  $a$ , но в целом их составы достаточно близки (см. рис. 5). Характер изменения нормативного состава полевого шпата в породах такой же, как у гранитоидов серии трондемит—гранодиорит — кварцевый диорит, но при более высоком относительном содержании калия (см. рис. 42, линия III).

Обращает на себя внимание близость химических составов пород первой фазы позднеинтрузивного комплекса и эфузивных пород андезитовой и вулканогенно-осадочной толщи турне-средневизейского вулканического этапа. Фигуративные точки граносиенит- и гранодиорит-порфиров совпадают с вариационной линией пород этого этапа (см. рис. 5). Минеральный состав пород и их внешний облик также довольно близки. Однако во времени образования фиксируется значительный разрыв.

Содержание (среднее арифметическое) элементов-примесей в граносиенит- и гранодиорит-порфирах (55 анализов) приведено ниже:

Содержание, $\text{g}/\text{t}$	Частота встречи значащих содержаний, %	Содержание, $\text{g}/\text{t}$	Частота встречи значащих содержаний, %
V . . . . .	180	100	1,7
Cr . . . . .	40	24	2
Ni . . . . .	25	68	40
Co . . . . .	10	49	2,4
Cu . . . . .	55	77	49
Pb . . . . .	54	50	14
Zn . . . . .	74	55	
			9
			16
			86
			45
			39
			91

По содержанию элементов-примесей они близки гранитоидам Московского массива, отличаясь более низким содержанием свинца, цинка, бериллия и стронция при повышенном содержании хрома и меди. Типоморфная ассоциация элементов-примесей и основные закономерности в их распределении у кислых гранитоидов и у пород позднеинтрузивного комплекса одинаковы.

Таблица 23

## Химический состав пород позднеинтрузивного комплекса, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма
58	66,4	0,26	13,5	1,77	1,68	0,15	1,35	2,85	3,3	—	—	4,46	99,02
59	63,5	0,54	16,1	2,88	1,74	0,10	4,8	1,9	4,5	3,1	—	3,1	99,2
60	63,1	0,86	14,7	4,4	1,97	0,16	2,15	3,17	2,9	—	0,001	3,2	99,51
61	61,65	1,28	14,89	2,87	3,57	—	2,25	3,59	4,5	2,85	—	2,02	99,47
62	52,37	1,52	14,99	4,02	4,28	0,14	4,72	9,11	4,32	2,28	—	2,95	100,7
63	52,85	3,05	14,1	1,57	3,95	0,05	3,6	13,29	3,73	1,41	0,32	1,29	99,17

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	b	c	s	f'	m'	c'	a'	Q	α	k	k'	f	φ	n	ψ
58	12,4	6,1	3,1	78,4	54,0	37,9	8,1	—	28,7	20,0	39,6	31,8	57,7	49,0	29,0	68,5
59	13,9	14,1	2,2	69,8	27,7	53,3	—	17,0	13,7	13,6	30,7	26,0	33,5	59,0	21	70,1
60	10,8	11,0	3,9	74,3	53,9	33,5	—	12,6	23,1	26,2	39,7	29,6	61,0	67,5	36	70,7
61	14,2	11,3	2,9	71,6	52,0	34,5	13,5	—	11,9	17,0	29,5	24,5	60,5	41,2	23	71,2
62	11,8	22,7	4,2	61,3	33,5	35,5	31,0	—	—5,2	26,2	30,7	24,2	49,0	45,5	28	52,4
63	10,2	22,9	4,4	62,5	22,9	26,4	51,7	—	0,2	30,2	20,0	14,6	45,5	25,6	35	43,0

58 — граносиенит-порфир с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза, западная часть Московского массива, дайка в гранитах; 59 — граносиенит-порфир с многочисленными крупными вкрапленниками плагиоклаза, образец из той же дайки, что и предыдущий; 60 — гранодиорит-порфир с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза, гора Железнодорожная; 61 — серый порфир с фенокристаллами красноватого полевого шпата и авгита, гора Железнодорожная (Заварицкий, 1927); 62 — лампрофир зеленовато-серый, тонкозернистый, состоящий из олигоклаза, роговой обманки, диопсида и сфена, северная часть горы Атак, дайка в гранитах (Заварицкий, 1935); 63 — лампрофир эпидотизированный, с большим количеством сфена, гора Малый Куйбас, скв. 116, гл. 136 м.

Химический состав лампрофиров близок к составам диоритов габброидного происхождения, но отличается меньшей степенью окисления железа и повышенным значением величин  $k$  и  $k'$ . Относительно более высокое содержание калия характерно для всех пород поздненитрузивного комплекса.

В заключение необходимо отметить, что если в формировании главного интрузивного комплекса отмечается обычная последовательность в образовании пород — от основных к кислым, которая не нарушается, а, наоборот, подчеркивается процессами ассилияции, то формирование поздненитрузивного жильного комплекса характеризуется обратной последовательностью: наиболее ранние образования отвечают более кислым породам, а в завершающие стадии происходит внедрение более основных пород без заметного повышения щелочности.

## Глава шестая

### О КОМАГМАТИЧНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И ЭФФУЗИВОВ

А. Н. Заварицкий (1927) впервые обратил внимание на большое сходство петрографического и химического составов гранитов, слагающих магнитогорские массивы, и кислых эфузивов, вмещающих их, и высказал предположение о комагматичности пород. Он отметил, что «... магматическое сходство между этими породами так велико, что едва ли можно сомневаться в том, что они являются лишь разновременными проявлениями вулканической деятельности одного и того же очага. Гранитные породы массива — та же застывшая магма, которую мы видим в порфирах, но не вырвавшаяся на поверхность». Впоследствии (Карасик, 1959; Штейнберг, 1963а) было высказано предположение о принадлежности массивов и вмещающих эфузивных пород к базальтоидному магматизму. Вопрос о комагматизме гранитоидов Магнитогорского комплекса в целом и вмещающих эфузивов разбирается в работах В. М. Сергиевского (1948), Н. В. Струве (1959), К. П. Плюснина (1963) и др.

Полученные в последние годы данные полностью подтверждают эти представления и позволяют их дополнить и конкретизировать. В настоящее время известно две группы критериев, свидетельствующих о комагматизме интрузивных и эфузивных пород: геологические и петрографо-геохимические. С использованием этих критериев ниже рассматривается связь габбровой интрузии с верхнетурнейско-средневизайским вулканическим этапом и интрузии гранитов со средне-верхневизайским этапом.

Как уже неоднократно отмечалось, габброиды первой интрузивной фазы прорывают пироксен-плагиоклазовые порфиры колтубанской свиты и вулканогенно-осадочные породы осадочной, диабазовой и андезитовой толщи. Редкие дайки габбро-диабазов отмечаются в основании вулканогенно-осадочной толщи. Подавляющее большинство силлов и даек габбро-диабазов (около 80%) залегает среди пород диабазовой толщи и на границе ее с андезитовой. Среди эфузивов диабазовой толщи отмечаются одинаковые по составу породы в различных формах залегания — от покровов до субвулканических тел (даек, силлов и т. д.), сложенных как диабазами, так и габбро-диабазами. Последние полностью аналогичны габбро-диабазам первой интрузивной фазы и отличаются от них только геологическим положением, так как никогда не встречаются в перекрывающих диабазовую толщу породах. В то же время апофизы габбро-диабазов первой интрузивной фазы рассекают вышележащие породы андезитовой толщи. Примером может служить пластовая залежь габбро и габбро-диабазов, залегающая на границе диабазовой и андезитовой толщ в северной части рудного поля

между Московским и Куйбасовским массивами (см. рис. 2). Эти данные говорят о том, что в то время как состав вулканических продуктов изменился от основного до среднего (и даже кислого со щелочным уклоном — андезито-трахитовые порфирь), интрузии основной магмы продолжались.

Весьма характерно, что все наиболее крупные тела габбро-диабазов первой интрузивной фазы всегда сопровождаются субвулканическими залежами более молодых липаритовых порфиров, которые являются интрузивными фациями липаритовых порфиров вулканогенно-осадочной толщи (см. часть I, главу первую). На рудн. Дальнем, в западном экзоконтакте Московского массива, на горе Мельничной, между Московским и Куйбасовским массивами и в других местах (см. рис. 2) они прорывают габбро-диабазы в виде даек и образуют силловые залежи или непосредственно под габбро-диабазами (как на рудн. Дальнем) или ниже их во вмещающих породах (на горе Мельничной). По-видимому, излияния липаритовых порфиров вулканогенно-осадочной толщи, которые произошли непосредственно вслед за первой интрузивной фазой (см. главу первую), следовали вдоль тех же магматических каналов, по которым интрудировали габброиды.

Таким образом, различные геологические данные указывают на тесную генетическую связь вулканизма верхнетурнейско-средневизейского этапа с интрузией габброидов. Аналогичны и составы основных эфузивов этого этапа и габброидов. Главными первичными минералами для обеих групп пород являются моноклинный пироксен и плагиоклаз. Последний в эфузивных породах часто альбитизирован, чем и объясняется несколько повышенное содержание натрия и пониженное содержание кальция в них по сравнению с габброидами (табл. 24). В остальном химические составы пород аналогичны. Обращают на себя внимание одинаковые содержания  $TiO_2$  и близкие содержания железа (сумма  $F_2O_3 + FeO$  в диабазах 9%, а в габброидах 8,2%). Как и следует ожидать, габброиды отличаются пониженной степенью окисления железа (47% в диабазах и 42% в габброидах). В то же время основные эфузивы средне-верхневизейского вулканического этапа характеризуются повышенным содержанием  $TiO_2$  (2,2% против 1,1% в комагматичных диабазах и габброидах) и железа. То же самое касается и содержания щелочей. В диабазах оно несколько выше, чем в габброидах, за счет альбитизации, а количество калия в той и другой группе пород одинаково. Основные же эфузивы средне-верхневизейского этапа содержат калия в два раза меньше.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5) фигуративные точки габброидов в основном совпадают с точками диабазов и располагаются вблизи линии, характеризующей изменение составов вулканических пород верхнетурнейско-средневизейского этапа (линия  $I-I$  на рис. 5). Фигуративные точки основных пород средне-верхневизейского вулканического этапа на плоскостях  $csb$  и  $asb$  располагаются значительно левее. Кроме того, они характеризуются меньшей величиной  $b$ .

Не менее отчетливо устанавливается комагматизм гранитов и липаритовых и трахи-липаритовых порфиров средне-верхневизейского вулканического этапа. Эти породы не имеют такой тесной пространственной связи, как габброиды и диабазы, т. к. граниты внедрились в более низкие стратиграфические горизонты (уже отмечалось, что кровля массивов не поднимается выше андезитовой толщи). Однако далеко на юг, всюду, где появляются интрузивные массивы Магнитогорского комплекса, они сопровождаются аналогичными кислыми эфузивами (трахи-липаритовые порфирь верхнеберезовской свиты, по Струве, 1959, или порфирь того же состава средне-верхневизейского возраста по данным съемочных работ Уральского геологического управления).

Наличие субвулканических тел липаритовых порфиров позволяет вы-

Таблица 24

## Средние составы эффузивных и интрузивных пород Магнитогорского рудного поля, вес. %

Этап магматизма	Породы	Колич. анали- зов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.
Вулканический этап	Верхнедевонский Порфиры колтубанской сви- ты . . . . .	6	51,0	0,7	16,7	6,0	4,3	0,2	6,2	8,6	2,9	1,2	0,11	1,9
	Верхнетурнейско- средневизейский Диабазы и диабазовые порфи- риты . . . . .	4	48,4	1,1	18,8	4,5	4,5	0,2	4,9	9,1	3,9	1,5	0,20	2,9
	Андезито-травянистые и андези- тевые порфиры . . . . .	6	60,8	1,2	17,5	2,9	2,6	0,14	2,2	2,8	4,8	2,3	0,10	2,3
	Липаритовые порфиры . . .	2	70,2	0,2	16,5	1,1	0,4	0,1	0,2	2,3	4,3	2,3	0,02	2,6
Средне-верхневи- зейский	Базальты и андезито-базальты	6	50,9	2,2	17,8	7,4	2,7	0,1	3,9	8,4	3,8	0,6		1,8
	Липаритовые порфиры . . .	5	71,1	0,7	14,0	2,0	1,1	0,07	0,3	0,8	4,9	4,1	0,03	0,7
Интрузивный комплекс	Главный Габброиды . . . . .	6	47,5	1,1	17,7	3,6	4,6	0,1	7,6	11,2	2,4	1,4	0,2	2,2
	Граниты . . . . .	6	70,9	0,5	14,0	1,7	1,7	0,05	0,5	1,9	4,7	3,4	0,03	0,7
Поздненитрузивный жильный	Гранодиорит-порфиры . . .	4	63,7	0,7	14,8	3,0	2,2	0,14	2,6	2,9	3,8	3,0		3,2
	Лампрофир и кварцевые диа- базы . . . . .	2	52,6	2,3	14,5	2,8	4,1	0,1	4,2	11,2	4,0	1,9		2,1

делить различные петрографические разности пород, из которых более глубинные полностью аналогичны гранитам. С другой стороны, в апофизах и в краевых частях массивов граниты переходят в гранит-порфиры, идентичные субвулканическим фациям порфиров липаритовой толщи. Обе группы пород характеризуются наличием порфировой структуры. Вкрапленники в них представлены кислым плагиоклазом. Вкрапленники кварца, калиево-натриевого полевого шпата и темноцветных минералов обычно отсутствуют. Однаков набор акцессорных минералов, среди которых преобладают апатит и сфен. Характерно большое разнообразие структур основной массы, которые комбинируются между собой даже в пределах одного шлифа. В равной мере распространены микропойкилитовая, микрогранитная, микрофельзитовая и криптопегматитовая структуры.

Очень близки и средние химические составы пород (табл. 24). Некоторое обогащение гранитов кальцием и магнием и обеднение щелочами объясняется контаминацией (см. главу четвертую). В то же время небольшой щелочной уклон характерен для обеих групп пород (см. рис. 5). Содержания железа и титана близки; однако граниты, как более глубинные породы, характеризуются меньшей степенью окисления железа (см. табл. 21). Липаритовые порфиры вулканогенно-осадочной толщи верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа и их жильная свита, не имеющие собственно интрузивных аналогов, характеризуются значительно более низкими содержаниями железа и титана, содержат меньше щелочей и не имеют щелочного уклона. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 5) фигуративные точки порфиров средне-верхневизейского вулканического этапа и гранитов близко совпадают, в то время как точки липаритовых порфиров верхнетурнейско-средневизейского этапа на плоскости *asb* располагаются левее.

Таким образом, как и для основных пород, для кислых тоже наблюдается большее химическое сходство у пар пород, для которых по геологическим данным устанавливается прямая генетическая связь.

Среднеарифметические содержания элементов-примесей в гранитах и в липаритовых порфирах средне-верхневизейского вулканического этапа приводятся ниже, в *g/m<sup>3</sup>*:

	V	Co	Ni	Zr	Be	Sr	Ga	Cu	Zn
Граниты . . . . .	130	11	13	110	2	85	20	20	80
Липаритовые порфирь . . . . .	120	3	9	100	2,5	110	12	20	2,5

Выше отмечалось, что граниты содержат повышенное по сравнению с кларком (см. табл. 20) для кислых пород количество элементов семейства железа и пониженное количество элементов, характерных для кислых пород, — Zr и Be. Из элементов семейства железа в порфирах отмечаются только повышенные содержания ванадия, а никель и кобальт находятся в количествах, близких к кларку (кобальта даже меньше). По-видимому, эти различия объясняются некоторой контаминацией гранитной магмы (см. главу четвертую). Содержание циркония и берилля в порфирах такое же, как и в гранитах.

Отдельные интрузивные фазы занимают определенное положение по отношению к развитию вулканизма. Вспышки интрузивной деятельности завершают вулканические этапы. Интрузия габбро и габбро-диабазов приурочена к концу верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа, а интрузия гранитов завершает средне-верхневизейский этап. Сопряженность во времени вулканических этапов и фаз интрузивной деятельности — дополнительный довод в пользу комагматичности интрузивных и эфузивных пород.

Общая тенденция развития вулканизма в районе заключается в обогащении более поздних вулканических этапов кислыми породами. Примерные

соотношения между различными по составу породами по вулканическим этапам даны ниже, в об. %:

Этап вулканизма	Основные	Средние	Кислые
Верхнедевонский . . . . .	80	20	—
Верхнетурнейско-средневизейский . . . . .	60	30	10
Средне-верхневизейский . . . . .	60	—	40

Они получены путем подсчета площадей в восьми разрезах, наиболее полных и хорошо изученных на глубину буровыми работами. Большая часть разрезов (семь) составлена по центральной и южной части рудного поля, где наиболее развиты вулканические породы.

На основании распространенности различных пород и по данным табл. 24 подсчитаны средневзвешенные составы для вулканических пород по отдельным вулканическим этапам (табл. 25). Для сравнения в ней по-

Таблица 25

Средневзвешенные химические составы интрузивных и эфузивных пород  
Магнитогорского рудного поля, вес. %

Этап магматизма	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Верхнедевонский . . . . .	51,0	0,7	16,7	6,0	4,3	0,20	6,2	8,6	2,9	1,2
Верхнетурнейско-средневизейский . . . . .	54,2	1,0	18,4	3,7	3,5	0,17	3,6	6,5	4,2	1,8
Средне-верхневизейский . . . . .	58,6	0,8	16,8	5,4	1,9		2,2	5,5	4,3	1,9
Габброиды первой интрузивной фазы . . . . .	47,5	1,1	17,7	3,6	4,6	0,10	7,6	11,2	2,4	1,4
Граниты . . . . .	70,9	0,5	14,0	1,7	1,7	0,05	0,5	1,9	4,7	3,4

мещены средние составы габброидов и гранитов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что магматический очаг постепенно обогащался кислой магмой. Можно предположить, что при сохранении этой тенденции на определенном этапе мagma приобрела гранитный состав. Вследствие повышенной вязкости магмы вулканическая деятельность прекратилась, а сама мagma интрудировала в верхние горизонты земной коры и образовала гранитные массивы.

В совокупности описываемые магматические породы отвечают вулкано-плутонической формации (Устиев, 1963), относящейся к нижнекаменноугольному тектономагматическому этапу (Соболев, 1961).

## Глава седьмая

### ЭКЗОКОНТАКТОВЫЙ ОРЕОЛ МАССИВОВ

Наиболее ранними kontaktово-метаморфическими породами являются kontaktово-термальные пироксен-плагиоклазовые роговики, связанные с первой интрузивной фазой. Они отмечаются в виде зон мощностью до 2–3 м около крутых габбровых тел. Силлы габбро обычно не сопровождаются роговиками. Большой частью пироксен-плагиоклазовые роговики, связанные с габброидами, сильно изменены поздними процессами и сохраняются среди более молодых метаморфических пород в виде реликтовых участков. Петрографически они аналогичны kontaktово-термальным пироксен-плагиоклазовым роговикам по основным эфузивам, образовавшимся при интрузии гранитов.

Формирование основной массы kontaktово-метаморфических пород связано со второй интрузивной фазой. Схематически последовательность процессов показана в табл. 26.

Схема метаморфизма и метасоматоза, связанных со второй интрузивной фазой

Этап метаморфизма и метасоматоза	Стадия		Парагенетическая ассоциация минералов
	магматиче-ская	последмагма-тическая	
Контактово-термальное орогови-кование	—	—	Лабрадор, олигоклаз, пироксен, роговая обманка, магнетит
Щелочной метасоматоз: олигоклазовая стадия	—	—	Олигоклаз, кварц, пироксен, роговая обманка, биотит, магнетит
альбитовая (ортоклаз-аль-битовая) стадия	—	—	Альбит, ортоклаз, кварц, актинолит, магнетит, эпидот, кальцит, серицит
Скарны и магнетитовое оруде-нение	—	—	Пироксен, гранат, магнетит, эпидот, роговая обманка, везувиан, волластонит
Низкотемпературный метасоматоз и гидротермальное минерало-образование	—	—	Кварц, альбит, хлорит, сери-цит, кальцит, пирит

**Контактово-термальные роговики.** Развиваются непосредственно в контакте с массивами и по ксенолитам габброидов и основных вмещающих пород. Преобладают пироксен- и рогообманково-плагиоклазовые роговики — темные тонкозернистые породы, обычно имеющие порфиробластовую или бластопорфировую структуру.

Остановимся на нескольких примерах контактово-термального ороговикования. На горе Березовой ороговикованием габбро-диабаза наблюдалось в ксенолите размером  $15 \times 6$  м. Мощность ороговикованной зоны колеблется от 1 до 2 м, местами во внешней части она сменяется кварцевыми диоритами, которые затем постепенно переходят в граниты. Ороговиковование заключается в перекристаллизации породы с образованием тонкозернистой гранобластовой основной ткани, состоящей из моноклинного пироксена и плагиоклаза. В основную ткань включены бластопорфировые выделения плагиоклаза, сохранившие первичную ориентировку. Такие выделения плагиоклаза (ядро — лабрадор № 60—70) окружены каймами водяно-прозрачного олигоклаза. Изометричные зерна олигоклаза, обычно волнисто угасающие и несдвойниковые, слагают основную ткань. Пироксен первой генерации образует сравнительно крупные зерна неправильной формы. Они часто с периферии гранулированы и корродированы основной тканью, чем и обусловлены их неправильные лапчатые ограничения. Вторая генерация пироксена представлена бластическими агрегатами мелких изометричных зерен. Местами видно, что они образуются в результате грануляции пироксена первой генерации, полностью замещая его или образуя каймы вокруг его зерен. Переход ороговиковых габбро-диабазов в неизмененные заключается в постепенном уменьшении количества основной ткани, в составе которой начинает преобладать пироксен. Так, по периферии ксенолита количество основной ткани составляет 30—60% объема породы, а в центральной части не превышает 5—10%.

Такую же картину можно наблюдать и в контакте гранита с габбро на западном склоне горы Березовой (рис. 59). Превосходные примеры ороговиковования габбро-диабазов отмечаются по скв. 801, где большинство ксенолитов последних в гранитах или трондемитах окружено каймами тонкозернистых амфиболизированных пироксен-плагиоклазовых роговиков,

постепенно переходящих в габбро-диабаз (см. рис. 47). Вещественный состав подобных роговиков характеризует обр. 8 (см. табл. 6 и 11).

Амфибол-плагиоклазовые роговики представляют собой более позднюю стадию ороговикования габбро, которая следует непосредственно за образованием пироксен-плагиоклазовых роговиков. Бластопорфированная структура в них сохраняется редко: не только пироксен, но и подавляющая часть плагиоклаза замещается агрегатами мелких изометрических зерен. Пироксен переходит в роговую обманку, но местами сохраняются реликты пластических агрегатов пироксена второй генерации.

Химический состав роговиков существенно не отличается от состава габбро (ср. обр. 4 и 8, табл. 11). Примеры ороговикования габбро могут быть продолжены. Все они свидетельствуют об определенном разрыве во времени внедрения габбро и гранитов и являются дополнительным материалом, подтверждающим многостадийность формирования массива.

Судя по минеральным парагенезисам и геологическому положению роговиков, они принадлежат пироксен-роговиковой фации (Тернер, Ферхуген, 1961).

**Метасоматические роговики** наиболее распространены среди контактово-метаморфических пород. Они развиваются как по контактово-термальным роговикам, так и по породам, не затронутым контактово-термальным ороговикением. В формировании метасоматических роговиков отмечаются две основные стадии, характеризующиеся различными парагенетическими ассоциациями минералов — олигоклазовая и альбитовая (см. табл. 26). В последней выделяются парагенезисы с магнетитом и актинолитом и парагенезисы, не содержащие этих минералов, обычно являющиеся более поздними.

В той или иной мере контактово-метасоматическим ороговиканием захвачены все вмещающие породы в зоне контакта, но наиболее сильное ороговикование отмечается в тектонически ослабленных зонах, примыкающих к массивам. В строении зоны метасоматических роговиков отмечается определенная зональность. Внешняя по отношению к массиву часть зоны характеризуется избирательным ороговикением. В обломочных породах при этом отдельные обломки оказываются полностью превращенными в роговики, а другие обломки не затронуты ороговикением. В результате образуются породы пятнистого облика, состоящие из обломков розовых роговиков и более темных неизмененных пород. Нередко такие частично ороговиканные породы неверно определяются как «туфы смешанного состава». По направлению к интрузии количество «обломков» роговиков увеличивается, и на контакте породы представлены в основном роговиками. В области крутого секущего контакта роговики и ороговиканные породы в направлении к массиву часто сменяются скарнами. Смена эта происходит постепенно через скарнированные роговики.

Характерная особенность, общая для всех метасоматических роговиков, — такситовые текстуры последних. Эти текстуры обусловлены двумя группами факторов.

1. Такситовая текстура роговиков образуется вследствие выборочного ороговикования (рис. 60), когда в роговиках сохраняются реликты первичной породы.

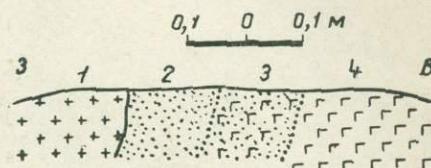


Рис. 59. Контакт гранита с габбро (западный склон горы Березовой). Зарисовка стены канавы.

1 — гранит; 2 — пироксен-плагиоклазовый роговик; 3 — ороговикованное габбро; 4 — неизмененное габбро.

2. Такситовая текстура роговиков образуется в результате развития в ранее образованных роговиках обычно более светлых (обогащенных щелочами и кремнеземом) прожилковидных и неправильной формы участков, сложенных также метасоматическими роговиками (рис. 61). Этот случай наиболее интересен, так как изучение роговиков с такситовыми текстурами подобного происхождения позволяет проследить изменение состава продуктов метасоматоза во времени. Для примера приведем описание олигоклазовых роговиков, вскрытых скв. 932. Роговики развиваются в лежачем боку залежи габбро-диабазов, где последние катаkläзированы. Роговики—

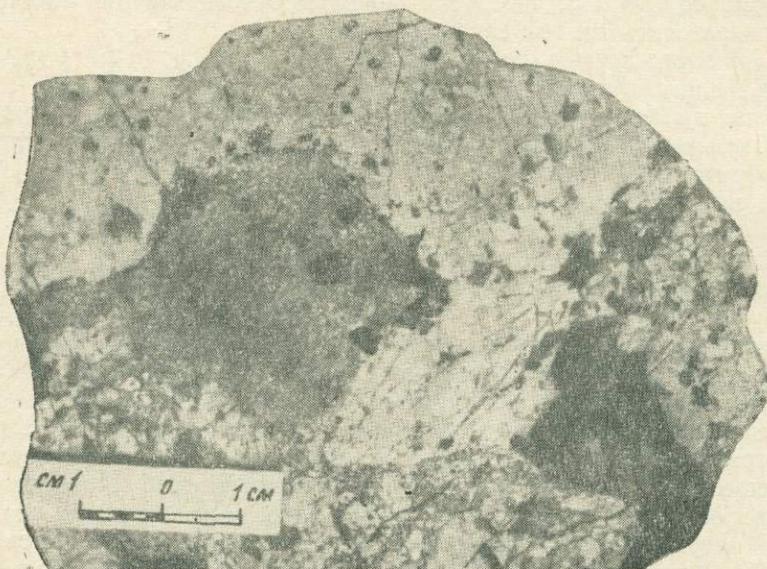


Рис. 60. Развитие кварц-альбитового роговика по раздробленному порфириту. В роговике (светлое) сохраняются реликты вкрапленников пла-гиоклаза. В центре и справа — слабо ороговиканный черный порфи-рит. Скв. 727, гл. 371 м.

это темно-серые, серые или розовые породы, такситовая текстура которых обусловлена развитием более светлых по окраске роговиков, образующих прожилковидные и неправильные участки. Светлые роговики развиваются в темных по системе трещин. Обычно в них сохраняются реликты более ранних темно-серых роговиков. Последние представлены в основном пироксен-олигоклазовыми разностями с типичной роговиковой структурой. Олигоклаз образует изометричные волнисто погасающие зерна размером около 0,05 мм, почти всегда лишенные двойникового строения. При больших увеличениях в олигоклазе видны мельчайшие включения таблитчатых и овальных зерен более основного плахиоклаза. Для олигоклаза во вскрытом шлифе из обр. 65 (табл. 27) определены следующие показатели преломления:  $N_p=1,540$ ,  $N_g=1,549$ , отвечающие номеру 20 (Трегер, 1958). Включения плахиоклаза в олигоклазе обладают заметно большим показателем преломления. Светло-зеленый пироксен образует мелкие изометричные зерна, в большинстве случаев лишенные спайности. В породе он обычно распределен неравномерно. В обр. 65 пироксен характеризуется следующими константами:  $N_p=1,688$ ,  $N_g=1,713$ ,  $2V=+58^\circ$ ,  $cN_g=41^\circ$ . Отноше-

ние  $\frac{Fe \cdot \cdot \cdot 100}{Fe \cdot \cdot \cdot + Mg}$  для пироксена с такими оптическими свойствами равно 30

(Трегер, 1958). По этим данным, пироксен в роговиках полностью аналогичен пироксену гранитоидов (см. табл. 15).

Роговая обманка, которая в некоторых разновидностях роговиков является главным темноцветным минералом, очевидно, в большинстве случаев развивается по пироксену, так как иногда внутри ее зерен встречаются реликты пироксена. Кроме того, роговая обманка, как и пироксен, образует мелкие изометричные зерна, распределенные в породе неравномерно. Роговая обманка буровато-зеленая,  $cNg=17 \div 22^\circ$ . Местами она в свою очередь замещается биотитом.

Розовые и розовато-серые роговики, развивающиеся в темно-серых вдоль трещин, состоят в основном из сравнительно крупных неправильных зерен «пелитизированного» мутного альбита, микроскопически имеющего розовый цвет. Зерна альбита буквально переполнены включениями олигоклаза, которым сложены темно-серые роговики. По углу максимального симметричного погасания альбит отвечает № 5—6. Помимо альбита в состав роговиков входит кварц, актинолит, магнетит. Актинолит имеет  $cNg=18^\circ$ ,  $Np=1,641$ ,  $Ng=1,666$  (обр. 67, см. табл. 27). Частный химический анализ этого же актинолита, в вес. %:

$$FeO=13,33$$

$$Fe_2O_3=1,55 \quad MgO=9,87;$$

$$\frac{Fe^{\cdot\cdot\cdot} \cdot 100}{Fe^{\cdot\cdot\cdot} \cdot Mg}=43$$

$$\frac{(Fe^{\cdot\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot\cdot}) \cdot 100}{Fe^{\cdot\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot\cdot} + Mg}=45,$$



Рис. 61. Пироксен-плагиоклазовый роговик (темное), вдоль трещин превращенный в альбит-актинолитовый роговик (светлое). Скв. 932, гл. 613 м.

что значительно выше соответствующих значений железистости у роговой обманки гранитоидов (см. табл. 17).

Кроме того, альбит в парагенезисе с актинолитом развивается в виде отдельных зерен или небольших скоплений в пироксен- или роговообманково-плагиоклазовых роговиках. Это приводит к появлению переходных типов между олигоклазовыми и альбитовыми роговиками — пород, полевой шпат которых представлен и олигоклазом и новообразованиями альбита. Отмеченное изменение минерального состава в ходе процесса ороговикования сопровождается соответствующим изменением химического состава, которое иллюстрируется обр. 65, 66 и 67 (см. табл. 27, рис. 62), отобранными из скв. 932. Состав исходного габбро-диабаза характеризует обр. 7 (см. табл. 11). На рис. 61 отчетливо видно постепенное увеличение содержания натрия в более поздних продуктах метасоматоза, что позволяет определить этот тип метасоматоза как щелочной натровый.

В описанном примере отмечается непосредственное развитие метасоматических роговиков альбитовой стадии по роговикам олигоклазовой стадии. Однако часто альбитовые роговики развиваются сразу по исходной породе, и олигоклазовые роговики вообще отсутствуют. Примеры такого ороговикования многочисленны. На горе Малый Куйбас кварц-альбитовые и кварц-ортоклаз-альбитовые роговики по порfirитам описаны Е. И. Каминской

Таблица 27

## Химический состав метасоматических роговиков, вес. %

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Ni	Co	Cu	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма
65	52,8	1,73	14,68	5,77	6,77	0,10	3,77	7,49	5,36	0,20	0,46	0,06	0,35	0,002	0,002	0,02	0,01	—	99,5
66	59,6	1,07	17,68	3,18	3,57	0,08	1,82	3,67	7,39	0,17	0,62	0,03	0,14	0,001	0,001	0,01	0,01	0,55	99,59
67	65,3	0,78	16,19	0,90	3,18	0,08	1,42	2,91	8,61	0,31	0,23	0,03	0,11	0,001	0,001	0,01	0,01	—	99,91
68	64,4	0,89	16,76	2,15	1,62	0,04	1,05	1,33	5,50	1,83	0,21	0,007	1,36	—	—	—	0,08	2,33	99,61
69	63,58	0,89	15,4	2,73	1,48	0,04	1,27	3,80	6,22	0,76	0,20	0,007	0,05	—	—	—	0,06	2,4	98,88
70	68,86	0,49	14,5	1,88	0,77	Следы	1,54	0,23	0,23	7,66	0,07	0,006	0,55	—	—	—	0,08	2,3	99,21
929/288,5	49,4	1,62	18,24	6,35	4,31	0,12	3,95	7,90	3,57	1,19	0,33	0,026	0,06	—	—	—	0,09	1,43	99,1

65 — пироксен-олигоклазовый роговик с титаномагнетитом, титанозернистый, темно-серый, текстура массивная, структура типичная роговиковая, скв. 932, гл. 665 м; 66 — роговисоманково-олигоклазовый роговик с титаномагнетитом, серый, с редкими более светлыми участками, сложенным альбитовым роговиком, кроме того, в небольшом количестве несформированные альбита рассеяны по породе, скв. 932, гл. 672,7 м; 67 — актинолит-альбитовый роговик розовый и розовато-серый мелко-титанозернистый (0,3—0,5 мм), с небольшими реликтовыми участками пироксен-олигоклазового роговика размером до 1 см, скв. 932, гл. 638 м; 68 — эпидот-кварц-альбитовый роговик розовый титанозернистый, структура микропойкилобластовая, порода пиритизирована и серпентинизирована, скв. 929, гл. 218 м; 69 — кварц-альбитовая порода с кальцитом, актинолитом и эпидотом, розовая, тонко-мелкозернистая, бессиликатная структуры, скв. 929, гл. 200 м; 70 — кварц-карбонатный роговик, розовый, титанозернистый, серпентинизированный и пиритизированный, структура гранобластовая, скв. 929, гл. 150 м; 929/288,5 — плагиоклазовый псевдороговик, скв. 929, гл. 288,5 м.

(Каминская-Дульская, 1956; Каминская, 1960). Широко развиты такие роговики в районе горы Магнитной. Великолепные примеры выборочного ороговикования наблюдаются в гигантообломочных вулканических брекчиях в скв. 929 в западном эзоконтакте Московского массива. Первичная порода обломков — диабазовый порфирит с многочисленными крупными вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор № 55). Химический состав такого порфирита приведен в табл. 27 (обр. 929/288,5). Многие обломки порфирита превращены в кварц-ортоклаз-альбитовые роговики с эпидотом и карбонатом. В большинстве случаев ороговиковование строго ограничивается обломком и почти не захватывает цемент. Ороговиканные обломки порфирита приобретают розовую окраску и весьма тонкозернистую структуру, однако реликты плагиоклазовых вкрапленников, замещенных альбитом, хорошо сохраняются, что позволяет безошибочно определять в таких обломках бывший порфирит.

Ороговикование обычно начинается с альбанизации вкрапленников плагиоклаза, что приводит к появлению характерных порфиритов с темной основной массой и розовыми вкрапленниками альбита. В тех обломках, где метасоматоз захватывает и основную массу, многие вкрапленники альбита при сохранении общей формы приобретают неровные зазубренные ограничения и как бы растворяются в основной ткани. Типичные роговики представляют собой розовые породы с бластопорфировыми выделениями альбита и тонкозернистой основной тканью, состоящей из кварца, альбита и ортоклаза (главные минералы). Структура ее большей частью микропойкилобластовая. Кварц и альбит образуют изометричные с неправильными ограничениями зерна размером 0,1—0,3 мм, в которые включены более мелкие (0,01—0,05 мм) лейсты альбита. Последние представляют собой псевдоморфозы альбита по лейстам плагиоклаза из основной массы замещаемого роговиком порфирита и сохраняют их размеры и форму. Новообразования альбита и псевдоморфозы последнего по лейстам и вкрапленникам плагиоклаза имеют одинаковый состав — № 5—8. Псевдоморфозы альбита обычно сдвойникованы по альбитовому закону, а новообразования — почти всегда лишены двойникового строения.

Ортоклаз также иногда образует ойлокристаллы, включающие лейсты альбита, но чаще встречается в виде мельчайших неправильных зерен, недоступных точным измерениям. Он определяется по бурой окраске и меньшему, чем у альбита, показателю преломления. В отдельных «обломках» ортоклаз становится преобладающим минералом. Кварц-ортоклазо-

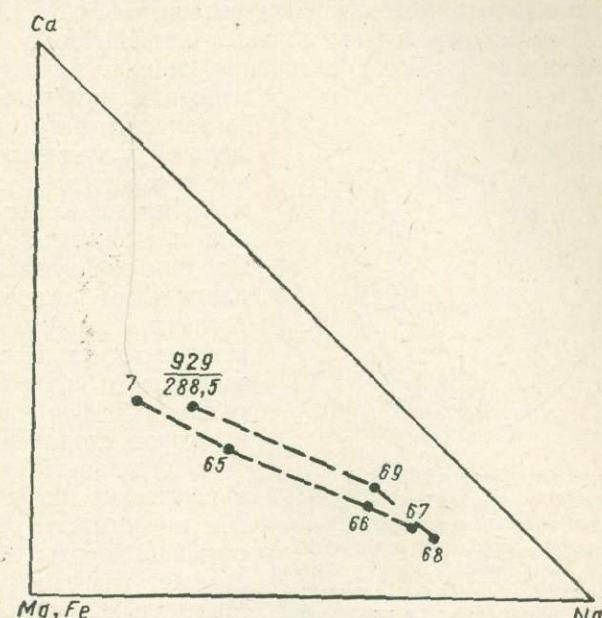


Рис. 62. Изменение химического состава при метасоматическом ороговиковании габбро-диабаза (обр. 7, 65, 66, 67) и диабазового порфирита (обр. 929/288,5, 69, 68).

Анализы образцов приведены в табл. 27.

9 Заказ № 978

вые роговики макроскопически не отличаются от существенно альбитовых. Под микроскопом устанавливается, что основная ткань породы состоит из тончайшего кварц-ортоклазового гранобластового агрегата, в котором выделяются порфиробласти ортоклаза размером до 2 мм. В обр. 70 (см. табл. 27) для ортоклаза установлены следующие оптические константы:  $N_p = 1,517$ ,  $N_g = 1,522$ ,  $2V = -72^\circ$ . Часто порфиробласти ортоклаза содержат включения таблитчатых зерен альбита, аналогичных вышеописанным лейстам альбита в новообразованиях альбита (рис. 63). Химический состав ортоклазовых роговиков характеризует обр. 70 в табл. 27.

Помимо отмеченных главных минералов, в составе роговиков обычно отмечаются магнетит, актинолит, эпидот, кальцит и серицит. Первые два

минерала устойчивы только в начальные этапы метасоматоза и с увеличением содержания щелочей и кремнезема исчезают. Эпидот, кальцит и серицит обычно встречаются совместно и представляют собой продукты разложения плагиоклаза. Часто совместно с альбитом они образуют псевдоморфозы по лейстам плагиоклаза основной массы, замещаемого роговиком порфирита. Хлорит и пирит, часто встречающиеся в роговиках, — более поздние минералы и совместно с кварцем второй генерации образуют прожилки и неправильные по форме скопления.

В отдельных обломках крупность зерна в роговиках настолько увеличивается, что они приобретают облик мелкозернистой интрузивной породы. Состав таких пород обычно отвечает граносиенитам (обр. 69 в табл. 27). Минеральный состав такой же, как у типичных роговиков. Структура пород гранобластовая, местами пойкилобластовая. Гранобластовая структура характеризуется зазубренными ограничениями зерен полевых шпатов, что по рисунку приближает ее к бостонитовой.

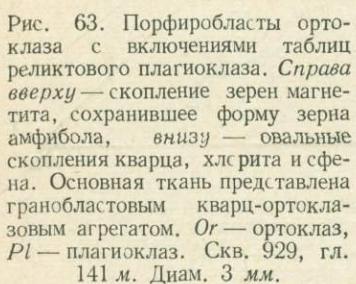


Рис. 63. Порфиробласти ортоклаза с включениями таблитчатого реликтового плагиоклаза. Справа вверху — скопление зерен магнетита, сохранившее форму зерна амфиболя, внизу — овальные скопления кварца, хлорита и сфена. Основная ткань представлена гранобластовым кварц-ортоклазовым агрегатом. *Or* — ортоклаз, *Pl* — плагиоклаз. Скв. 929, гл. 141 м. Диам. 3 мм.

Это характерная особенность метасоматических граносиенитов, которая никогда не наблюдалась у магматических. Обычно метасоматические граносиениты бедны калием, и калиевый полевой шпат отмечается не во всех образцах. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, либо тонкие каймы вокруг плагиоклаза. Следует отметить, что с увеличением размеров альбитовых зерен включенные в них лейсты альбита как бы растворяются, поэтому в «граносиенитах» альбит обычно выглядит гомогенным, что часто затрудняет решение вопроса о его генезисе. В описываемой скважине метасоматические граносиениты замещают отдельные обломки в брекчиях и образуют неправильные прожилковидные участки. Широко развиты они в логе Башик и на Малом Куйбасе (Каминская-Дульская, 1956), где преобладают существенно ортоклазовые разности. Наличие среди роговиков пород интрузивного облика, а также характер изменения минерального и химического состава при ороговиковании свидетельствуют о том, что щелочной метасоматоз, вызывающий ороговикование, является частным случаем гранитизации.

Изменение химического состава при ороговиковании диабазового порфирита наглядно демонстрируется рис. 62, на котором видно, что тенденция изменения состава при метасоматическом ороговиковании одинакова и в случае, когда процесс включает две последовательные стадии — олиго-

клизовую и альбитовую,— и тогда, когда альбитовые роговики развиваются непосредственно по исходной породе.

Выше шла речь в основном о существенно альбитовых роговиках, преобладающим минералом в которых является альбит. Существенно калиевые роговики развиты значительно меньше. Обычно они приурочены к внутренним частям зоны метасоматических роговиков и чаще встречаются в областях секущих экзоконтактов массивов, где тесно связаны со скарнированием и оруденением. Характерным примером развития калиевых роговиков является месторождение Малый Куйбас, на котором Е. И. Каминская (1960) установила генетическую связь между процессами калиевого метасоматоза и последующим скарнированием и магнетитовым оруденением. При этом предполагается, что источником необходимых для скарнирования и оруденения компонентов являются процессы щелочного метасоматоза.

Изменение минеральных парагенезисов в ходе развития щелочного метасоматоза показано на рис. 64. Треугольник I отвечает парагенезисам олигоклазовой стадии процесса, которая характеризуется устойчивым сосуществованием олигоклаза с пироксеном, роговой обманкой, биотитом и магнетитом. Треугольники II и III отвечают альбитовой (ортоклаз-альбитовой) стадии. Первый из них показывает парагенезисы с актинолитом и магнетитом, а второй — более поздние парагенезисы, в которых актинолит и магнетит неустойчивы, что связано с переходом магния и железа в подвижное состояние. Переход этот происходит в последовательности магний—железо. Это, в частности, подтверждается скоплениями мелких кубических зерен магнетита, сохраняющих контуры растворенного зерна актинолита или другого амфибала, а также наличием парагенезисов магнетита с альбитом и ортоклазом в отсутствие актинолита, в то время как безмагнетитовые парагенезисы с актинолитом не наблюдаются (см. рис. 63). Ряд относительной подвижности основных компонентов при процессах щелочного метасоматоза следующий ( $C_2O$ ,  $H_2O$ , K, Na), Mg, Fe, Ca, (Si, Al), Ti, что отвечает обычной последовательности в переходе компонентов во вполне подвижное состояние при высокотемпературных процессах (Коржинский, 1955).

Так как в большинстве случаев гранитоиды не затронуты щелочным метасоматозом, то можно предполагать, что он принадлежит к магматической стадии. Однако наличие в кровле массива плагиогранитов, образова-

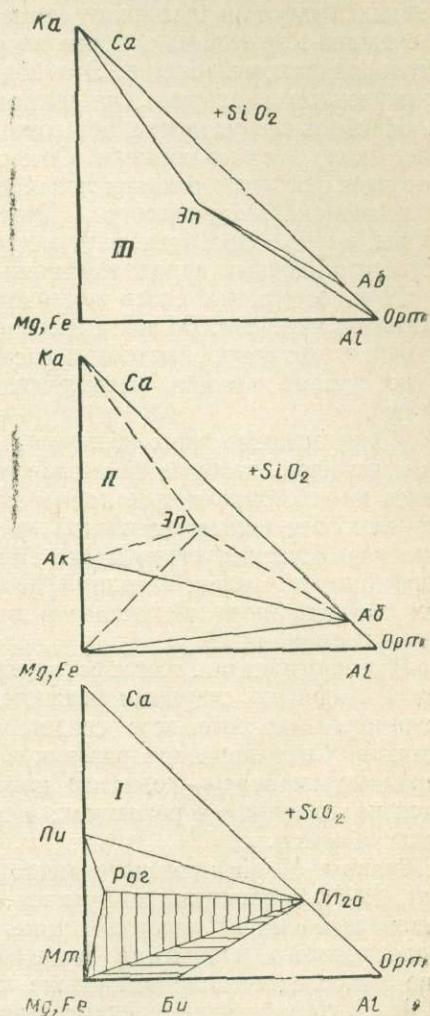


Рис. 64. Минеральные парагенезисы олигоклазовой (I) и альбитовой (II и III) стадий щелочного метасоматоза.

ние которых связано с послемагматической альбитизацией, свидетельствует о том, что последние продукты щелочного метасоматоза, характеризующиеся теми же парагенезисами, что и плагиограниты, отвечают, очевидно, ранней послемагматической стадии.

Состав исходной породы не оказывает заметного влияния на состав ко- нечных продуктов щелочного метасоматоза, так как роговики по основным и средним эфузивам, а также по слоистым осадочным породам имеют при- мерно одинаковый состав. Это подтверждается многочисленными полными химическими анализами, на которых мы здесь не останавливаемся.

Наибольшее удаление метасоматических роговиков от массивов состав- ляет около 1 км по нормали. Обычно на таких больших расстояниях от гра- нитоидов роговики развиты локально и приурочены к зонам дробления или повышенной трещиноватости. Кроме зон повышенной трещиноватости рас- творы, вызывающие щелочной метасоматоз, распространяются и вдоль сло- истости осадочных пород. Роговики по осадочным породам развиты широко, а вдоль отдельных слоев ороговиковование наблюдается на расстоянии до 1,5 км от массивов. Вблизи массивов такие роговики часто несут следы более поздних растворов, которые распространяются как по слоистости, так и по системе трещин, расположенных под различными углами к слои- стости.

Более мощные зоны щелочного метасоматоза приурочены к тем участ- кам массивов, которые формировались на меньшей глубине. Не останавливаясь на многочисленных примерах, подтверждающих это, укажем только, что наиболее сильно щелочной метасоматоз проявляется в более высоких стратиграфических горизонтах. Например, основные и средние эфузивы порfirитовой толщи (верхний девон) ороговикованы значительно слабее, чем породы такого же состава в диабазовой или андезитовой толщах (ниж-нее — среднее визе).

Взаимоотношения метасоматических роговиков олигоклазовой и альби- товой стадий со скарнами решаются однозначно: повсеместно наблюдаемое скарнирование роговиков свидетельствует о более позднем образовании скарнов. Скарнирование роговиков редко выражается в их замещении ми-нералами скарнов — гранатом или пироксеном. Обычно скарны развива- ются по трещинам в роговиках, а в катаэклазированных разностях цементи- руют обломки.

Скарны Магнитогорского месторождения подробно описаны (Завариц- кий, 1927; Заварицкий и Гуткина, 1930; Каминская, 1948), и мы не оста- навливаемся на их характеристике. Отметим только некоторые особенности геологического положения скарнов по рудному полю в целом, имею- щие непосредственное отношение к интрузивной деятельности.

1. Наиболее мощные скарновые залежи связаны с массивом горы Маг- нитной. Практически все вмещающие породы в контакте с массивом скар- нированы, а известняки почти целиком замещены скарнами. Скарны, свя- занные с Куйбасовским массивом, приурочены к его северной части и рас- положены в пределах месторождения Малый Куйбас. В остальных частях экзоконтакта массива скарны не обнаружены, что связано с отсутствием благоприятных для скарнирования пород. С Московским массивом связаны маломощные прослои низкотемпературных эпидот-гранатовых, кальцит- гранатовых скарнов с акцессорными датолитом и везувианом среди рого- виков и неизмененных вулканогенно-осадочных пород и мраморов.

2. Интенсивное скарообразование отмечается лишь в области круtyх секущих экзоконтактов массивов. Здесь развиваются мощные залежи сплош- ных гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов, которые, с удалением от массива, сменяются зоной выборочного скарнирования. В кровле мас- сивов скарнирование проявлено значительно слабее и всегда носит выбо-

рочный характер: скарны замещаются отдельные прослои или наиболее нарушенные блоки.

3. Скарны образуются после кристаллизации гранитов и жильных пород, генетически с ними связанных. Эндоскарны неоднократно наблюдались в южном контакте массива горы Магнитной, на месторождении Малый Куйбас и в других местах. Граниты редко подвергаются сплошному замещению минералами скарнов. Обычно последние развиваются в гранитах в виде прожилков. Доскарновый и, естественно, дорудный возраст имеют и жильные породы, генетически связанные со второй интрузивной фазой,— микрограниты, гранит-порфиры и аплиты. На горе Магнитной (рис. 65) и на горе Малый Куйбас наблюдались скарнированные дайки аплитов и гра-

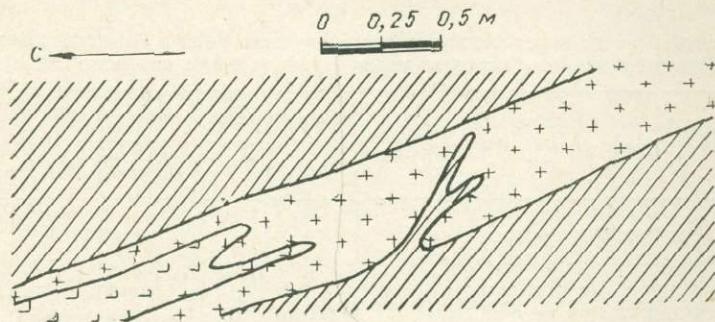


Рис. 65. Жилка гранатового скарна в дайке гранит-порфира. В левом нижнем углу — в гранит-порфире реликты диабазовой дайки.

нит-порфиров в руде и скарнах. Предположение А. Н. Заварицкого (1927), высказанное им, правда, с оговорками, о том, что «...интрузия аплитов произошла после образования главной массы руд...», не подтверждается новым фактическим материалом.

4. Магнетитовое оруденение в значительной части более позднее, чем скарнообразование, однако отмечается и одновременное образование магнетита и граната, а также послерудные генерации последнего (Заварицкий, 1927).

Из более поздних метасоматических образований следует кратко остановиться на сульфидном оруденении и тесно связанных с ним кварцево-серицитовых породах.

Сульфидное оруденение в Магнитогорском рудном поле представлено в основном рассеянной вкрапленностью пирита. В парагенезисе с кварцем, хлоритом, серицитом и некоторыми другими второстепенными по объему минералами пирит развивается по всем разновидностям изверженных и метаморфических пород. Наибольшие концентрации сульфидов и их наибольшее разнообразие наблюдаются в скарновых зонах железорудных месторождений.

С целью изучения вещественного состава пиритов отобрано 12 проб пород различного генезиса, из которых в лаборатории технологии и обогащения руд Уральского геологического управления (исполнители В. И. Корнилкова и А. М. Морилова) был выделен и проанализирован пирит: из магнетитовых руд и гранатовых скарнов месторождений горы Магнитной и Малый Куйбас, из кварцево-серицитовых пород, из порfirитов различной степени метаморфизма (вплоть до серицит-хлоритовых пород), из кварц-альбитовых роговиков и окварцизованных гранитов. Для сравнения был исследован пирит из кварцево-серицитовых пород лежачего бока медноколчеданного Александринского месторождения, расположенного в сопряженной с Маг-

нитогорским рудным полем геологической структуре. Не останавливаясь на детальной характеристике исследованных пиритов и связанных с ними парагенетических ассоциациях минералов, отметим основные результаты.

1. По вещественному составу исследованные пириты образуют три четкие группы (табл. 28), каждая из которых характеризуется близкими условиями формирования: пириты железорудных месторождений независимо от того, находятся ли они в скарнах или в рудах (первая группа); пириты во всех остальных породах Магнитогорского рудного поля в парагенезисе с серицитом, хлоритом и кварцем (вторая группа) и пириты из кварцево-серицитовых пород Александринского месторождения (третья группа).

Таблица 28

**Состав пиритов из пород Магнитогорского рудного поля и Александринского медноколчеданного месторождения, кг/т (среднее арифметическое)**

Группа	Колич. проб	По химическому анализу					По спектральному анализу		
		Cu	Zn	Pb	Ti	Co	Ni	As	Bi
Пириты из скарнов и руд месторождений горы Магнитной и Малый Куйбас . . . . .	4	2,3	1,4	0,6	0,3	4,7	1,1	3,3	0,08
Пириты из различных пород рудного поля за пределами месторождений . . . . .	6	0,5	0,2	0,8	1,6	0,9	0,2	0,6	—
Пириты из кварцево-серицитовых пород Александринского месторождения . . . . .	2	1,0	0,2	0,15	0,2	0,75	0,1	0,2	—
									0,07
									0,03
									0,01

2. Наиболее высоким содержанием элементов-примесей характеризуются пириты первой группы, наиболее низким — третьей. Повышенное содержание меди и цинка обусловлено тонким срастанием пирита с халькопиритом и сфалеритом. Самостоятельные минералы остальных элементов в анализированных навесках не обнаружены. Наиболее устойчивая и большая разница отмечается в содержании кобальта и никеля, а также мышьяка, висмута и таллия.

3. Типоморфная ассоциация элементов-примесей во всех группах одинакова и помимо элементов, помещенных в табл. 28, включает серебро и ртуть. В отдельных пробах были встречены цирконий, молибден и олово. Кадмий, селен, теллур, сурьма, вольфрам, золото, германий, галлий, ниобий, лантан, индий, гафний, литий, стронций и церий не обнаружены.

4. Близкие содержания элементов-примесей в пиритах второй и третьей групп могут свидетельствовать о примерно одинаковых условиях формирования.

Кварцево-серицитовые породы и вторичные кварциты наиболее развиты в северной части рудного поля и приурочены к мощной зоне катаклизированных пород, расположенной между Московским и Куйбасовским массивами. Они развиваются здесь по андезито-травитовым порфирам и их туфам, а также по гранитам Московского массива (см. рис. 2, контур 32). В зоне разлома, ограничивающей восточную границу развития гранитоидов, юго-восточнее рудн. Дальнего были встречены кварцево-серицитовые породы, образовавшиеся по липаритовым порфирам липаритовой толщи (среднее — верхнее визе). Породы содержат густую вкрапленность пирита и сфалерита. Местами содержание цинка достигает промышленных концентраций. Петрографически кварцево-серицитовые породы аналогичнырудовмещающим породам Александринского месторождения.

Изучение кварцево-серицитовых пород и связанного с ними сульфидного оруденения имеет значительную научную и практическую ценность, так

как с подобными породами в зонах разломов, сопряженных с разломами Магнитогорского рудного поля, связаны медноколчеданные месторождения. Пирит-сфалеритовая минерализация в этих породах в Магнитогорском рудном поле указывает на возможность обнаружения мелкоколчеданных месторождений и в нижнекаменноугольных вулканических породах.

## Глава восьмая

### ГРАНИТОИДЫ И КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Связь контактово-метасоматического магнетитового оруденения с интрузивными массивами неоднократно обсуждалась в литературе (Абдуллаев, 1954; Овчинников, 1960, и мн. др.), и в настоящее время можно считать доказанным, что эта связь имеет генетический характер. Контактово-метасоматический генезис Магнитогорского месторождения и его связь с гранитоидным массивом впервые доказал А. Н. Заварицкий (1927). Впоследствии появился еще ряд работ, посвященных этому вопросу (Каминская-Дульская, 1956; Каминская, 1960; Плюснин, 1958; Потапьев, 1958; Карапасик, 1959; Булатов, 1963).

Уральским гранитоидным массивам, перспективным в отношении контактово-метасоматического магнетитового оруденения, в последние годы посвящена обширная литература (Штейнберг, 1955; Овчинников, 1960; Овчинников, Знаменский, 1960; Знаменский, 1963, и др.). Установлен ряд признаков, которые отличают продуктивные гранитоиды Урала от непродуктивных. Рассмотрение в таком же аспекте магнитогорской группы массивов представляет определенный интерес.

Выше отмечалось, что основные особенности массивов определяются тремя взаимосвязанными группами факторов: тектонической обстановкой во время формирования, многофазностью интрузивной деятельности и процессами местной ассимиляции. Причем основное значение имели именно тектонические условия. Сейчас достоверно установлено определяющее значение разрывных нарушений для образования камер гипабиссальных продуктивных гранитоидных массивов (Абдуллаев, 1954; Исамухамедов, 1960; Жариков, 1960; Коптев-Дворников, 1962, и др.). Непосредственно для Магнитогорского интрузивного комплекса связь массивов с разрывными нарушениями установлена К. П. Плюсниным (1963). Очевидно, все остальные особенности подобных массивов являются функцией этих специфических условий формирования. Действительно, именно формирование в зоне разлома обусловило основные особенности Магнитогорского и Куйбасовского массивов, которые сближают их с остальными продуктивными массивами Урала: богатство ксенолитами, местная ассимиляция и связанный с нею пестрый состав массивов, интенсивное инъектирование вмещающих пород дайками и апофизами и др. В Московском же массиве, внедрившиеся в ненарушенную дизъюнктивами складчатую структуру, эти признаки проявлены слабо. Так как все массивы Магнитогорского рудного поля являются одновозрастными, имеют единый магматический очаг и сложены близкими по составу породами, то причину различий между массивами следует искать в их существенно различных условиях формирования. Что же касается масштабов оруденения, связанного с каждым из массивов, то их характеризуют следующие цифры: с массивом горы Магнитной связано три месторождения: Магнитогорское, Березки и Дмитровское (см. рис. 1) — с общими запасами руд более 500 млн.  $m^3$ , с Куйбасовским массивом — одно

<sup>1</sup> Цифры приводятся с учетом запасов Магнитогорского месторождения до начала его отработки.

месторождение (Малый Куйбас) с запасами около 40 млн. т и с Московским массивом — одно рудопроявление (Май-Лисайское) с запасами менее 1 млн. т.

Небольшие размеры оруденения, связанного с Куйбасовским массивом, объясняются неблагоприятным составом вмещающих пород для контактово-метасоматического замещения рудами и скарнами (резкое преобладание основных и средних эфузивов). Московский же массив залегает среди вулканогенно-осадочных пород, литологический состав которых благоприятен для оруденения, и небольшие масштабы последнего связаны с особенностями формирования самого массива. С этой точки зрения потенциально продуктивной следует считать лишь южную часть массива, которая формировалась в тектоническом узле и представляет собой подводящий канал.

Размещение месторождений показывает, что они приурочены к тем частям массивов, которые формировались на небольшой глубине. Для выявленных месторождений характерны примерно одинаковые глубины формирования. Хорошей иллюстрацией являются данные по абсолютным отметкам залегания руд. Подавляющая часть запасов известных руд залегает выше отметки + 250 м (отметки поверхности 400—600 м, величина эрозионного среза 1000—1500 м). Тектоника принципиально не меняет эти цифры. На таких же глубинах отмечается и наиболее интенсивное изменение вмещающих пород — щелочной метасоматоз, скарнирование.

С увеличением глубины залегания контактово-метасоматические процессы затухают, степень изменения вмещающих пород уменьшается (см. главу седьмую). С теми частями массивов, которые формировались на большой глубине, пространственно не связано ни одно из известных месторождений или рудопроявлений. Некоторыми глубокими скважинами продуктивный горизонт (известняки осадочной толщи) был подсечен в благоприятной геологической обстановке (например, к юго-западу от Магнитогорского месторождения известняки были встречены в области секущего контакта массива), однако скарнирование в нем развито слабо, а оруденение вообще отсутствует. Как отмечалось выше, те части массивов, которые формировались на большой глубине, обладают однородным составом и характеризуются почти полным затуханием ассилияции. Если бы эрозионный срез в районе был на 400—500 м больше, чем в настоящее время, мы имели бы однородные по составу существенно гранитные массивы, не сопровождающиеся контактово-метасоматическим оруденением.

Эмпирически установленная тенденция ассилиационных процессов к затуханию с глубиной позволяет теоретически объяснить связь железорудных контактово-метасоматических месторождений с массивами пестрого состава. Тесная связь ассилияции и следующего за ней оруденения признается большинством исследователей (Абдуллаев, 1954; Овчинников, Меттих, 1958). При этом считается, что именно ассилиационные процессы явились основным источником железа при рудообразовании. Исходя из этого, естественно предположить, что и продукты, выпадающие из рудоносных растворов, зарождающихся в ассилиационных ореолах массивов, должны отлагаться либо выше ассилиационных ореолов, либо на одном с ними уровне (при межпластовом движении растворов). Это предположение полностью объясняет приуроченность магнетитовых месторождений к тем участкам массивов, которые характеризуются пестрым составом, обусловленным ассилиацией основных пород, и отсутствие месторождений, пространственно связанных с однородными по составу глубоко формировавшимися участками массивов.

Учитывая блоковую тектонику Магнитогорского рудного поля, можно сделать вывод, что поиски глубоко залегающих руд следует проводить в пределах структурных блоков, в которых возможно обнаружение грани-

тоидов, формировавшихся на небольшой глубине и характеризующихся пестрым составом (остальные факторы локализации руд здесь не рассматриваются).

Как и остальные уральские продуктивные массивы габброидного происхождения, магнитогорские массивы характеризуются повышенным содержанием двуокиси титана в титаномагнетите (Штейнберг, Фоминых, 1961). В совокупности с приведенными выше данными это показывает, что между среднеуральскими и магнитогорскими продуктивными массивами много общего: условия формирования, гипабиссальный характер, пестрый состав, обусловленный процессами местной ассилияции, и др. В то же время некоторые особенности среднеуральских продуктивных массивов не характерны для магнитогорских:

1. Для среднеуральских продуктивных массивов отмечается устойчивое сосуществование калиевого полевого шпата и роговой обманки с плагиоклазом повышенной основности — № 55—65. В магнитогорских массивах устойчивый парагенезис с роговой обманкой дает только олигоклаз и в некоторых диоритах — андезин. Более основной плагиоклаз неустойчив.

2. Особенности химического состава продуктивных гранитоидов Среднего Урала выражаются уравнением  $a+c=19 \pm 2$  (Овчинников, 1960; Знаменский, 1963).

В магнитогорских гранитоидах  $a+c$  колеблется от 15 до 20,2 и в среднем составляет 16,7 (в гранитах 16,3).

Таким образом, отмеченные особенности минерального и химического состава продуктивных гранитоидов Среднего Урала, очевидно, не являются обязательными признаками продуктивных массивов и отражают специфические для региона особенности геологических условий формирования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в работе материал показывает, что основным фактором, определяющим особенности гранитоидных массивов, являются геологические условия их формирования. В различной геологической обстановке при одном и том же исходном составе магмы образуются массивы с существенно отличными свойствами. С этой точки зрения в Магнитогорском рудном поле выделяются, с одной стороны, массивы горы Магнитной и Куйбасовский, приуроченные к зоне разлома, и с другой — Московский, образовавшийся в ненарушенной дизъюнктивами складчатой структуре.

Первые два массива имеют штокообразную форму и залегают несогласно по отношению к вмещающим породам. Лишь апикальная часть их кровли занимает грубо согласное положение. Массивы характеризуются пестрым составом, обусловленным, с одной стороны, первой интрузивной фазой, с которой связаны залегающие в массивах габброиды, а с другой — наличием пород ассилиационного происхождения: плагиогранитов, части граносиенитов (до кварцевых сиенитов), трондемитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов.

Породы первой интрузивной фазы в пределах массивов приурочены в основном к зонам крутых эндоконтактов и вытянуты параллельно контактам массивов. Также ориентированы и тела гранодиоритов и кварцевых диоритов, образовавшихся в результате взаимодействия гранитной магмы с породами первой интрузивной фазы. Таким образом, распределение в массивах гранодиоритов и кварцевых диоритов в основном унаследовано от расположения габброидов. Пространственная же совмещенность первой и второй интрузивных фаз определяется приуроченностью их к одним и тем же долгоживущим тектоническим нарушениям.

Разнообразие гранитоидов обусловлено взаимодействием гранитной магмы с ксенолитами пород первой интрузивной фазы и вмещающих основных эфузивов. Формирование в зоне разлома способствовало насыщению магмы ксенолитами и, следовательно, явилось первопричиной интенсивной ассилияции. Породы ассилияционного происхождения приурочены к верхним частям массивов. При этом плагиограниты и граносиениты залегают в кровле массива, а трондьемиты, гранодиориты и кварцевые диориты образуются в основном в зоне, приуроченной к секущим боковым контактам, наиболее богатой ксенолитами. С глубиной ассилияция затухает, и участки массивов, формировавшиеся на большей глубине, сложены в основном однородными среднезернистыми гранитами.

При прочих равных условиях интенсивность ассилияции зависит от степени дробления вмещающих пород. Например, наиболее интенсивна ассилияция габброидов при дезинтеграции последних на отдельные зерна. В этом случае минералы габброидов, будучи неустойчивыми в гранитной магме, реагируют с ней и меняют свой состав в соответствии с реакционным принципом Боуэна. Это приводит к преобладанию среди темноцветных минералов ассилияционных пород роговой обманки единого для всех гранитоидов состава (независимо от общего химического состава пород) и появлению среди них зональных плагиоклазов, внешние зоны которых независимо от состава ядра имеют состав характерного для гранитов олигоклаза № 16—20. В результате такого взаимодействия образуются в разной мере переработанные ксенолиты (от диоритизированного роговика до гранодиорита) и непрерывный ряд в разной степени контамированных пород, включающих ксенолиты (от кварцевого диорита до биотит-рогообманкового гранита). Состав пород при этом меняется в соответствии со схемой кристаллизационной дифференциации. Обычно чем сильнее изменены ксенолиты, тем более основной состав приобретает включающая их порода, т. е. тем сильнее контаминируется гранитная магма. Изучение минеральных парagenезисов гранитоидов ассилияционного происхождения и составов существующих минералов переменного состава в них показывает, что усиление контаминации гранитной магмы сопровождается повышением химического потенциала калия и кислорода.

Массивы сопровождаются мощными зонами пород kontaktово-метасоматического происхождения, которые образовались в следующей последовательности: kontaktово-термальные пироксен- и рогообманково-плагиоклазовые роговики, метасоматические кварц-полевошпатовые роговики, пироксен-гранатовые скарны и магнетитовые руды, кварцево-серицитовые породы.

Московский массив залегает в ядре брахиантиклинальной складки и имеет лакколитообразную форму. Ксенолитов в нем мало. Процессы местной ассилияции проявлены слабо, и массив имеет более однородный состав. Преобладающие в нем гранитоиды по особенностям состава и структуры являются промежуточными между породами гранитного и граносиенитового рядов массивов горы Магнитной и Куйбасовского. Сравнительно слабо проявлены и kontaktово-метасоматические процессы, особенно скарнирование и оруденение.

Естественно объяснить все эти особенности различными условиями формирования. Описанные массивы связаны с базальтоидным магматизмом и комагматичны развитым здесь же эфузивам. По особенностям состава и геологическим данным породы первой интрузивной фазы комагматичны эфузивам верхнетурнейско-средневизейского вулканического этапа, а граниты — липаритовым порфиром средне-верхневизейского этапа. Эфузивные и интрузивные породы принадлежат к калиевым ассоциациям (в понимании Д. С. Штейнберга, 1963). Некоторое преобладание натрия над калием

не выходит за пределы колебаний составов, характерных для калиевых ассоциаций. В связи с этим необходимо отметить ошибочность отнесения магнитогорских гранитоидов к плагиогранитным разностям. Плагиограниты в пределах массивов слабо развиты и образуются либо в постмагматическую стадию (альбитовые плагиограниты), либо в результате взаимодействия гранитной магмы с вмещающими породами (трондьемиты).

Интузивные породы Магнитогорского рудного поля образовались в гипабиссальных условиях. Глубина формирования Московского массива примерно 1000 м, а отдельных участков массивов горы Магнитной и Московского — от 800 до 2500 м. Гипабиссальными условиями формирования обусловлен ряд особенностей состава и структуры гранитоидов.

В верхних горизонтах массивов широко распространены порфировидные гранитоиды микропегматитовой структуры, которые с глубиной постепенно сменяются равнозернистыми разностями гранитной структуры. Эта смена происходит вследствие того, что общая зернистость с глубиной увеличивается в основном за счет увеличения размеров зерен кварца и щелочного полевого шпата, а размер плагиоклазовых зерен, которые образуют порфировидные выделения, с глубиной почти не меняется (вследствие интрапетиурической кристаллизации плагиоклаза). Постепенное исчезновение микропегматитовых структур обусловлено увеличением продолжительности кристаллизации гранитоидов в глубоко сформированных частях массивов.

Подавляющая часть микропегматита в магнитогорских гранитоидах имеет магматическое происхождение и образуется в результате быстрой кристаллизации кварц-щелочно-полевошпатового остаточного расплава. Микропегматит характеризуется устойчивым соотношением кварца и щелочного полевого шпата, отвечающим эвтектике. Мирмекит в породах отсутствует.

Очевидно, небольшой глубиной формирования обусловлены и некоторые особенности кристаллизации гранитов, происходившей при сравнительно высокой температуре (700—900°) и относительно низком давлении (ориентировочно около 500 бар) на газовую фазу. Результатом таких условий было образование кислых плагиоклазов, богатых калием, и зональных кристаллов полевого шпата, ядра которых сложены плагиоклазом, а периферические части — калиево-натриевым полевым шпатом, состав которого  $Or_{55} Ab_{40} An_5$ .

Кроме того, изученные гранитоиды характеризуются повышенной степенью окисления железа. В слабо контаминированных породах (гранитах и граносиенитах) наблюдается постепенное уменьшение степени окисления железа с глубиной, отражающее понижение концентрации кислорода и уменьшение его активности. Очевидно, общей повышенной активностью кислорода объясняется и тот факт, что значительная часть железа кристаллизуется в окисной форме, и магнитогорские граниты имеют сравнительно высокое содержание магнетита и гематита, которое снизу вверх возрастает.

Таковы основные особенности магнитогорских гранитоидов, обусловленные тектонической обстановкой во время интрузии и глубиной формирования.

Автометасоматические изменения проявлены в гранитоидах слабо. Значительно развита только автометасоматическая альбитизация, ведущая к образованию шахматного альбита. Явления коррозии и замещения ранее выделившихся минералов последующими (плагиоклаза — щелочным полевым шпатом или микропегматитом, щелочного полевого шпата и плагиоклаза — кварцем с образованием микропегматита) принадлежат к магматической стадии и в основном обусловлены нарушением режима щелочей, которым сопровождается ассимиляция.

Вопросы связи оруденения с ассилиацией мы специально не рассматриваем. Однако, судя по литературным данным, установлено, что именно ассилиационные процессы являются источником рудоносных растворов. В связи с этим выявленные особенности внутреннего строения массивов (приуроченность пород ассилиационного происхождения к тем частям массивов, которые формировались на минимальной глубине, увеличение с глубиной однородности) и приуроченность связанных с ними месторождений к верхним частям массивов позволяют высказать предположение, что глубоко сформированные однородные по составу части массивов бесперспективны для поисков железорудных месторождений. С этой точки зрения поисковые работы на глубоко залегающие руды следует сосредоточить в опущенных тектонических блоках, известных на рудном поле, в которых могут быть встречены пестрые по составу гранитоиды, первоначально кристаллизовавшиеся на небольшой глубине. При прочих благоприятных условиях здесь возможно обнаружение новых месторождений.

Как и продуктивные массивы Среднего и Северного Урала, магнитогорские гранитоиды принадлежат к гипабиссальным фациям калиевых ассоциаций пород, имеющих базальтоидное происхождение. На примере описанных массивов отчетливо видно, что для определения продуктивности массива этих генетических признаков недостаточно и ведущее значение здесь имеют геологические условия образования. Потенциально продуктивные массивы оказываются таковыми при формировании в долгоживущих зонах разломов и при наличии благоприятных для замещения пород и структур для локализации оруденения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — Абсолютный возраст геологических формаций. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геологов. М., 1964.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Барт Т. Измерение палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Богданова З. А. К вопросу о значении отдельных литологических факторов для промышленной оценки известняков и доломитов на примере карбонатных толщ Магнитогорского района. ВСЕГЕИ, лит. сб. Л., Геолиздат, 1940.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1946.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ . Полевые шпаты. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Бочвар А. А. Металловедение. М., Металлургиздат, 1946.
- Булатов Д. И. О поведении фосфора при контактово-метасоматических процессах на примере месторождений Малый Куйбас и горы Магнитной. — Докл. АН СССР, 1963, 151, № 6.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1.
- Говорова В. О явлениях дифференциации в порфиритах лежачего бока железорудного месторождения горы Магнитной. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрограф. совещания, т. 2. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридизма и ассилияции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. — Сов. геология, 1956, № 51.
- Елисеев Н. І. Петрография рудного Алтая и Калбы. — Петрография СССР, вып. 6. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарноворудных месторождений. — Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. — Тр. Геолкома, н. сер., 1922—1927, вып. 122.
- Заварицкий А. Н. Лампрофиры и родственные им породы на горе Магнитной. — Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1935, вып. 5.
- Заварицкий А. Н. Об атаките и некоторых новых данных по геологии месторождения горы Магнитной. — Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, серия геол., 1936, № 2-3.
- Заварицкий А. Н. и Гуткина Е. Е. Результаты разведок на горе Магнитной, произведенных в 1926—1928 годах. Л., Изд-во Гос. ин-та по проект. металлург. заводов, 1930.
- Знаменский Н. Д. Гранитоидные массивы габбровой формации Среднего Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрограф. совещания, т. 1. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Исамухamedов И. М. Роль ассилиационных процессов в петрогенезисе. — Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Дж. Р. Тройные полевые шпаты. — Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

- Каминская Е. И. Процессы минералообразования в контактово-метаморфической зоне месторождения железных руд горы Магнитной. (Автореф. канд. дисс.). М., 1948 (Фонды ГУ ММК).
- Каминская-Дульская Е. И. Случай метасоматического изменения порфириров в порфиры (гора Малый Куйбас, Южный Урал). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 4.
- Каминская Е. И. О возможном участии ороговиковых диабазов и гибридных диоритов в образовании магнетитовых руд на горе Малый Куйбас. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Карасик М. А. О некоторых особенностях Магнитогорского рудного поля и перспективах его расширения. — Тр. ГГИ УФАН СССР, 1959, вып. 40.
- Ким В. А. Полевые шпаты порфиров Зыряновского района Рудного Алтая. — Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1957, вып. 2.
- Коптев-Дворников В. С. Условия формирования и металлогенеза герцинских интрузивов. — Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 54.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 12.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. — Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. очерк метасоматических процессов. — Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Соотношения между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Кочкин Ю. Н., Носырев И. В. К вопросу о железистости некоторых роговых обманок из гранитоидов Джумгальского plutона. — Зап. Киргизского отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, вып. 2.
- Ленныx И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогенез. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизилю-Уртазымского района на Южном Урале. — Тр. Ин-та ЦНИГРИ, 1936, вып. 81.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Малахова Л. В. К истории формирования Тагильского сиенитового массива. — Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала. Тр. Первого Ур. петрограф. совещания, т. 1. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Марфунин А. С. Зависимость оптической ориентировки кали-натровых полевых шпатов от различных факторов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 78.
- Менерт К. Новое о проблеме гранита. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Морозевич И. А. Гора Магнитная и ее ближайшие окрестности. — Тр. Геолкома, 1901, 18, № 1.
- Мортон К. С. Основы физики сплавов. М., Металлургиздат, 1960.
- Овчинников Л. Н. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Тр. ГГИ УФАН СССР, 1960, вып. 39.
- Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала. Тр. Первого Ур. петрограф. совещания, т. 1. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Овчинников Л. Н., Меттих Л. И. Связь рудообразования с ассоциацией по экспериментальным данным. — Тр. V совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Овчинников Л. Н., Знаменский Н. Д. О гранитоидных интрузиях Урала, сопровождающихся контактово-метасоматическим оруднением. — Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло. — Полевые шпаты. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Плошкина Е. Я., Фомина В. Г. О составе моноклинных пироксенов некоторых пород Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала. Тр. Первого Ур. петрограф. совещания, т. 1. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Плюснин К. П. О тектоническом строении средней части Магнитогорского прогиба и направлении поисковых работ на железные руды. — Информ. бюлл. Ур. геол. упр., 1958, № 1 [7].
- Плюснин К. П. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклиниория. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 3.

- Плюснин К. П. О субвулканических интрузиях Магнитогорского синклиниория в связи с закономерностями развития сдвиговой тектоники. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрогр. совещания, т. 2. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Полковой О. С. Сравнительная характеристика интрузивных пород района полиметаллических месторождений Аксаран и Каспайыр-Акджак. — Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Попова З. Г. Некоторые новые данные о нижнем карбоне Магнитогорского синклиниория. — Докл. АН СССР, 1963, 150, № 1.
- Потапьев В. В. К вопросу о геологическом строении Магнитогорского района и направлении поисковых работ на железные руды. — Информ. бюлл. Ур. геол. упр., 1958, № 1 [7].
- Прохоров К. В. Третичные гранитоиды Камчатки. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Сергиевский В. М. Петрографический очерк пород Кизило-Уртазымского района. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 59.
- Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканализм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. — Мат-лы ВСЕГЕИ, 1948, № 8.
- Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. — Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Силина Е. Н., Курбежекова А. Н. Пермские отложения на восточном склоне Урала. — Докл. АН СССР, 1962, 146, № 4.
- Сиротин К. М., Карпов А. М. Малые интрузии среднего течения реки Урала. — Уч. зап. Саратовского ун-та, 67а, 1961.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. — Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, 1952, № 6.
- Соболев В. С. Федоровский метод. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Сопко П. Ф. Жильные породы Алавердского района Армении. — Тр. Воронежского ун-та, 1954, 21.
- Спенсер Э. Калиево-натриевые полевые шпаты. — Полевые шпаты. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Сладецки-Кардош Е. О миграционных явлениях в процессах петрогенеза. — Физико-химические проблемы образования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Струве Н. В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16.
- Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые водной гранитной жидкостью. — Физико-химические проблемы образования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Таттл О. Ф., Боузен Н. Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. — Полевые шпаты. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Тернер Ф. Пересмотр метаморфических фаций. — Физико-химические проблемы образования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Успенский В. Я. Некоторые новые данные по литологии горы Магнитной. — Уч. зап. Казанского ун-та, 1937, 97, кн. 3-4.
- Устинев Е. К. Вулкано-плутонические формации и их положение в структуре Земли. — Тезисы докл. к Третьему Всесоюзн. петрогр. совещанию. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Ферштатер Г. Б. Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрогр. совещания, 1963, т. 1.
- Фоминих В. Г. Визейские титаноносные габбро-диабазы на Южном Урале. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрогр. совещания, 1963, т. 1. (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Штейнберг А. Д. Эволюция вулканализма и вулканические циклы на площади Магнитогорского рудного поля. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрогр. совещания, 1963, т. 2 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Штейнберг Д. С. О классификации гранитоидов. — Тр. и мат-лы Свердл. горного института, 1939, вып. 4.

- Штейнберг Д. С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанные с интрузией. — Тр. Свердл. горного ин-та им. В. В. Вахрушева, 1955, вып. 22.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрogr. совещания, т. 1. Свердловск, 1963 (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Штейнберг Д. С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Первого Ур. петрogr. совещания, т. 1. Свердловск, 1963а (УФАН СССР, ГУГ и ОН СМ РСФСР, УГУ).
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. — Докл. АН СССР, 1961, 132, № 5.
- Эйгстер Г. Л. Стабильность и фазовые соотношения водных силикатов железа. — Физико-химические проблемы образования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Becke F. Zur Physiography der Gemengteile der Kristallinen. Schiefer. — Denk. Kias. Akad. der Wissenschaften, Mathe Nat. Kl., 1906, 25.
- Bowen H. L. Experiment as an aid to the understanding of the natural world. — Proc. Nat. Sci., 1954, 106.
- Buddington A. F., Fahey I. and Vlisisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. — Amer. J. Sci., 1955, 253, № 9.
- Deer W. A., Howie K. A., Zussman G. Rock-forming minerals, v. 3. Lond., 1962.
- Exner. Tektonik, Feldsparausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den ostlichen Hohen Tauern. — Mineral. Petr. Mitt., 1949, 30, № 1.
- Gorai M. Petrological studies of plagioclase twins. — Amer. Mineral., 1951, 36, № 11-12.
- Hess H. Pyroxenes of common mafic magmas. — J. Mineral. Soc. Amer., 1941, 26, № 9.
- Saxena S. K. Some aspects of the petrochemistry of the Deccan traps. — Current Sci., 1962, 31, № 7.
- Sen S. K. Potassium content of natural plagioclases and the origin of the antiperthites. — J. Geol., 1959, 67, № 5.
- Starkey J. Chess-board albite from New Brunswick. — Canada Geol. Mag., 1959, 66, № 2.
- Tuttle O. F. L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans le système  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . — Sci. de la Terre Nancy, 1955.
- Vance J. A. Coalescent growth of plagioclase grains in igneous rocks. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1957, 68.
- Vance J. A. Polysynthetic twinning in plagioclases. — Amer. Mineral., 1961, 46, № 9-10.
- Wahlstrom E. E. Petrographic Mineralogy. N. Y., Ld., 1955.

Отв. редактор Д. С. Штейнберг

Редактор изд-ва А. В. Афонина. Техн. редактор Н. В. Семенова  
Корректоры Л. М. Пальмина, П. В. Винокурова

РИСО УФАН СССР № 47/1(17)

Сдано в набор 27/XI 1965 г.

НС 22123

Подписано к печати 14/VI 1966 г.

Формат 70×108 1/16 л.

Печ. л. 9 + 1 вкл.

Уч.-изд. л. 11.

Тираж 1150

Заказ 978

Цена 77 коп.

ЦЕНА 77 КОП.

381