ТРУД БЛ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 116. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 84). 1950

Е. А. КУЗНЕЦОВ

ГАББРОВЫЙ МАССИВ К ЮГУ ОТ р. БАРАНЧИ НА УРАЛЕ



АКАЛЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ВЫП. 116. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (Ж 84). 1950

Гл. редактор акад. Д. С. Белянкин

Отв. редактор В. М. Куплетский

Е. А. КУЗНЕЦОВ

ГАББРОВЫЙ МАССИВ К ЮГУ ОТ р. БАРАНЧИ . НА УРАЛЕ

ВВЕДЕНИЕ

Описываемый массив основных горных пород детально не изучался и является предметом настоящего исследования. Материал для данной работы был собран летом 1927 г. во время съемки и послужил в свое время для геологического описания листа 0—40—XII. Однако весь материал наших исследований не мог быть охвачен кратким отчетом, и настоящая работа является завершением этих исследований. Предлагаемый материал представляет интерес с двух точек зрения. Во-первых, он дополняет описание интрузивного массива габбро, в этой части еще не освещенного. Во-вторых, в методике работы над материалом применен подсчет минералогического состава горных пород в шлифах и приводится пространственное распределение минералов и структур горных пород на изученной территории, что дает возможность сделать некоторые выводы геологического и петрографического характера. Химико-аналитическая часть работы ограничивается 13 химическими анализами горных пород, из которых 7 публикуются впервые.

Интересующий нас район посещался геологами неоднократно. Н. Н. Яковлев дал детальное описание горных пород и геологических условий их залегания для района горы Высокой (1906, 1944). Он указывает на большую роль порфиров и сиенитов в этом районе, подчеркивая факт их тесной геологической и генетической связи и указывая, что интрузия сиенитов следовала теми же путями, которыми изливались предшествовавшие им ортофиры.

Краткие сведения о нем можно найти в работах Л. Дюпарка (L. Duparc), который посетил тагильскую часть массива, отметив наличие, кроме главной части массива, небольшой интрузии пироксенитов в верховьях рч. Быструшки и Кедровки. Эта интрузия отделена от главной интрузии основных горных пород толшей кварцитов, в которой она залегает.

В 1933 г. район г. Тагила изучался Н. В. Литвинович, которая исследовала вмещающие массив толщи горных пород для определения их возраста (Кузнецов и др., 1939). Авторы более поздних работ также не касались массива габбро, а описывали преимущественно окружающие его зелено-каменные породы и разрешали стратиграфические вопросы зеленокаменной серии.

ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

В орогидрографии района массива отражаются черты, отмеченные Е. С. Федоровым для увалистой полосы восточного склона Северного Урала и Н. К. Высоцким для основных пород Среднего Урала. На западе района расположены наиболее возвышенные части, сложенные кристаллическими сланцами Центрального Урала и амфиболитами западной приконтактовой части массива (фиг. 1). Вершины водораздельного хребта плоские, лишенные выходов коренных пород, которые наблюдаются лишь в виде россыпей массивных кварцитов, погребенных под почвенным покровом, или в виде щебенки слюдяных сланцев и филлитов в кротовинах. По контакту кристаллических сланцев и массива развиты ложки и речки с асимметричным строением долины. Восточные берега их высокие, хотя и не крутые, с крутым подъемом, тогда как западные — пологие. Рч. Кедровка, впадающая в р. Выю, и верховья последней обладают крутым падением и быстрым течением, свидетельствующими об их относительной молодости.

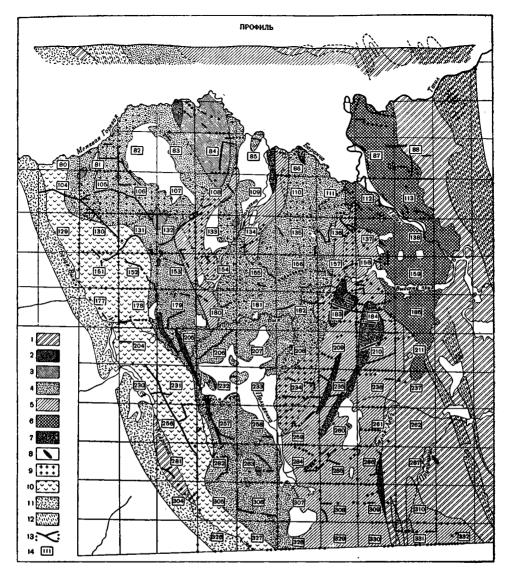
Высоты, расположенные восточнее, сложены амфиболитами. Они отличаются на вершинах крутыми утесами, образующими цепь гор, представленных гребнями Первой, Второй, Третьей и Дальней Карасевых гор. Р. Белая Выя прорезает в широтном направлении эти горы долиной, за которой к северу следуют горы, сложенные гребнями тех же амфиболитов, которые слагают горы Каменные Ворота, Большой Шихан и ряд других шиханов. Резко выдающиеся формы рельефа обусловлены мелкозернистостью и сильной рассланцованностью пород, обладающих крутым восточным падением. К западу падение становится пологим, достигая у рч. Кедровки 40°. Восточное падение пород обусловливает и большую крутизну восточных берегов Кедровки и Белой Выи. В восточной части области, сложенной амфиболитами, падение пород переходит местами в вертикальное и даже в крутое западное.

Восточнее местность характеризуется кое-где высокими, всегда пологими увалами, исключительно редко дающими скалистые выходы. Последние наблюдались только для габбро на горе Елевой, да среди диоритов на горе Максимихе.

Наиболее высокими вершинами являются, кроме горы Елевой, расположенные на севере горы Малый Шихан и Баклушина. Это широкие и высокие увалы без какого-либо направления. К северу от них находится гора Сидорова. Все эти горы сложены габбро и габбро-норитами, среди которых наблюдаются небольшие массы пироксенитов и перидотитов, обнаруженные также и на вершине горы Малый Шихан. На восточном склоне горы Баклушиной габбро сменяются диоритами. Представляет интерес гора Васильевская, расположенная в середине северной части района и образующая выступ к северу, заставляющий рч. Гаревую перед впадением в Баранчу отклониться к северу. Эта гора представляет собой пироксенито-перидотитовый массив, имеющий большие размеры.

К востоку от горы Васильевской расположена меридиональная широкая долина рч. Волчевки. Вдоль нее развиты кислые породы, представленные преимущественно кварцевыми диоритами, а в вершине речки — монцонит-диоритами, богатыми биотитом. Эти кислые породы связаны с породами восточного склона горы Баклушиной, отмеченными выше. Еще восточнее расположен хребет Долгой горы, протягивающийся в меридиональном направлении до долины р. Выи. Он сложен габбро-норитами, переходящими на северном конце в норито-диориты и приобретающими там местами сиенитовый или габбро-сиенитовый характер.

Обособленно стоит гора Естюнина, выступающая изометрическим холмом на границе между областями распространения сиенитов, с одной стороны, и габбро и диоритов, с другой. Она сложена мелкозернистыми габбро-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта габбрового массива к югу от р. Баранчи, Средний Урал. Составил Е. А. Кузнецов.

1— Верхний силур, сложенный преимущественно веленокаменными породами (S_a) ; 2— перидотиты; 3— пироксениты; 4— габбро; 5— диориты и диорит-порфириты (кварцевые;) 6— спениты; 7— граниты и гранит-порфиры; 8— понкиниты; 9— гиперстен в породах; 10— амфиболиты; 11— кварциты; 12— сланцеватость осадочно-эффузивной серии; 13—наблюдавшиеся выходы горных пород; 14— номера кварталов.

диоритами, развитыми в окружении среднезернистых пород разного состава; на востоке — это сиениты, в контакте с которыми габбро-диориты содержат месторождение магнетита.

Область распространения сиенитов, прилегающая к р. Тагилу, характеризуется равнинностью. Округлые горы и увалы окружают эту равнину. Примерами их являются гора Естюнина, Гулящие горы, горы Высокая, Голый Камень и Тонская, расположенные на правом берегу р. Тагила. Гулящие горы сложены ортофирами— вмещающими породами, в контакте с сиенитами нередко превращенными в альбитовые роговики. Сиениты

горы Высокой находятся в контакте с порфиритовыми туфами и другими породами силурийского возраста, в значительной степени перекристаллизованными в роговики. На горе Голый Камень также развиты порфириты и роговики. Наконец, на горе Тонской развиты кварцевые диориты гранитоидного облика.

К югу от горы Тонской в меридиональном направлении расположены вершины, сложенные кварцевыми диоритами, сливающимися с такими же породами Черноисточенской дачи. Гранитоидные породы слагают приконтактовую полосу описываемого массива. Прилегающие породы представляют собой верхнесилурийские альбитофиры. Интересно отметить изолированную на юге гору Максимиху, сложенную диоритами с гранитоидными краями. Она отделяется от главного массива узкой и длинной полосой альбитофиров и порфиритов, слагающих долину рч. Сухой Черемшанки. Как показывают исследования, южнее диориты горы Максимихи сливаются с породами массива, и гора становится отрогом массива, подобным тому, какой представляют собой сиениты района Кушвы (Кузнецов и др., 1939).

Область распространения осадочных и зеленокаменных пород долины р. Тагила характеризуется относительной равнинностью. Здесь выделяются куполовидные вершины горы Лисьей и горы Вороньей на юге исследованного района, сложенные сиенит-порфирами гипабиссальной фации и представляющие собой интрузивные ядра, окруженные эффузиями ортофировых лав и туфовыми накоплениями, переходящими в туффиты и кремнистые сланцы с радиоляриями. Следует также упомянуть о горе Микешиной, расположенной непосредственно к югу от с. Горбунова и сложенной туфоконгломератами.

Следует подчеркнуть несоответствие в рельефе геоморфологических элементов западной и восточной частей района. На западе вершины, хребты и долины характеризуются резко выраженным северо-западным протяжением, стоящим в тесной связи с соответствующим простиранием пород. Восточнее полосы амфиболитов протяжение холмов и долин, а также и простирание горных пород делаются меридиональными. Это несогласие можно объяснить, по нашему мнению, тектоническими причинами.

Речная система представлена р. Тагилом, ограничивающим район с востока. На западе район ограничен рч. Межевой Уткой. По границе между кристаллическими сланцами Центрального Урала и массивом габбро текут речки, из которых наиболее значительные Кедровка и Белая Выя. По выходе из этой зоны рч. Выя прорезает амфиболитовый хребет и впадает в р. Тагил. Север района ограничен р. Баранчей с притоком р. Межевой Гаревой. Выше отмечена рч. Волчевка, проложившая долину в гранитоидных породах между горами Васильевской и Баклушиной, с одной стороны, и Долгой, с другой. Необходимо также упомянуть о рч. Черемшанке, расположенной к юго-западу от горы Высокой, далее о рч. Лебе и Чащихе к югу от горы. Из других особенностей физико-географических условий района привлекает внимание наличие больших болот, как например Горбуновское торфяное болото, Чащихинское и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

СТРАТИГРАФИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основании стратиграфического разреза района, согласно данным Н. А. Штрейса, залегают известняки уинлока с подчиненными им туфами и вишнево-красными глинистыми сланцами (туффитами), сильно развитыми к югу от горы Высокой. Выше по разрезу они переходят постепенно

в известняки лудлоу. Эта толща образует большую антиклиналь, причем в обе стороны от центральной части известняки переходят в средний лудлоу.

Восточнее известняков развиты верхнелудлоуские толщи диабаз-порфиритов и их туфов и еще далее ортофиры верхнего лудлоу. Обломочная толща туфогенных пород, лежащая западнее известняков лудлоу, к югозападу от г. Тагила, сменяется еще западнее желтовато- и розовато-белыми альбитофирами, которые, согласно мнению Н. А. Штрейса, являются нижнедевонскими и относятся к жединскому ярусу. В. М. Сергиевский относит эти толщи альбитофиров к низам уинлока. Согласно мнению Н. В. Литвинович, изучавшей также район д. Лаи и г. Тагила, обломочная толща, развитая восточнее известняков, характеризуется герцинской фауной и должна относиться к нижнему девону. Существующие разногласия среди стратиграфов не столь велики, и большая часть толщ относится, таким образом, несомненно к верхнему силуру. Возраст альбитофиров района Голого Камня, согласно мнению Н. А. Штрейса, нижнедевонский, хотя, судя по карте, казалось бы, их можно было считать лежащими в основании разреза.

В районе г. Тагила Н. Н. Яковлевым (1944) были указаны известняки среднего девона с Stringocephalus burtini D e f г. и Pentamerus cf. davei O e l e r t. Ни один из последующих исследователей не наблюдал выходов этих известняков; не нашел их в 1942 г. и сам Н. Н. Яковлев. По его свидетельству цитированная им фауна найдена была в самой западной части известнякового поля, в канавке у железной дороги, заиленной с тех пор.

Над альбитофирами района горы Голый Камень залегают уралитовые порфириты. Они развиты на вершине этой горы, и в основании их толщи лежат туфы с многочисленными обломками нижележащих альбитофиров. Залегание порфиритов на альбитофировой толще пологое, о чем свидетельствует тот факт, что южнее речка, текущая вкрест простирания пород, прорезает порфириты и вскрывает нижележащую толщу альбитофиров. Южнее горы Голого Камня ряд вершин содержит эти уралитовые

порфириты.

Известняковое поле продолжается к северу в район пос. Лебяжинского. Здесь, к востоку от этого поля, наблюдается вторая узкая полоска известняков, протягивающаяся к реке Тагилу на север, вдоль западного берега рч. Грязнушки, где она у болота, к востоку от железной дороги, в 1927 г. была вскрыта шурфом. Эти известняки выходят и на берегу р. Тагила. Между обеими полосками известняков развит горизонт порфиритовых туфов с обломками известняков. Известняковые туфы наблюдались нами и севернее, к югу от д. Лаи. Собранная в них фауна, по мнению Н. В. Литвинович, герцинского облика. Этот горизонт в нашем районе прекрасно вскрыт выемкой железной дороги южнее моста через р. Тагил, при повороте дороги на юг. Далее эти туфы хорошо наблюдаются к востоку от пос. Лебяжинского, восточнее горы Высокой, на горе Микешиной (к югу от с. Горбунова) и у восточного края Горбуновского болота, в выемке дороги. На горе Микешиной мы не наблюдали в туфах обломков известняков, но зато в них встречаются обломки розовато-белых альбитофиров западной толщи. Последняя из района горы Голый Камень проходит к югу — вдоль восточной границы интрузивного массива и прослеживается далеко на юг.

Ортофировые излияния и их туфы представлены плотными лавами с трахитовой структурой, фельзитовыми и перлитовыми разностями. сопровождаемыми большим количеством туфов, нередко в восточной части переходящих в желтые глинистые туффиты и кремнистые сланцы, иногда с радиоляриями. Их описание было дано нами в прежних работах (Кузнецов, 1939).

Среди этих эффузивных полей располагаются две вершины ортофиров с полнокристаллической основной массой, сложенной звездчатыми агрегатами альбита, проросшего ортоклазом. По своему составу и структуре эти породы являются гипабиссальными сиенит-порфировыми интрузиями, ядрами вулканических аппаратов центрального типа. С этим заключением согласуются и отдельности, наблюдаемые в породах на горе Лисьей. Ее куполовидная форма обнаруживает концентрические отдельности, указывающие на застывание ортофиров под охлаждающим влиянием стенок камеры, занятой их интрузией. Аналогичные породы слагают и гору Воронью. Эти интрузии являются самыми молодыми в исследуемом районе. Они связаны по времени с излияниями ортофиров и несколько позднее их. Согласно Н. А. Штрейсу, альбитофиры моложе их, однако возраст альбитофиров недостаточно документирован, тем более, что сходные с ними обломки были встречены на горе Микешиной в туфах.

На западе района за габбровым массивом располагаются существенно иные толщи. К габбро прилегают толщи кварцитов, амфиболитов и сланцев филлитового облика, относящиеся к свите метаморфических пород Центрального Урала (свита М). Их возраст, по сравнению с породами зеленокаменной полосы, гораздо более древний, вероятно — протерозойский. Самое высокое положение, которое им может быть дано, это — нижний палеозой. Среди них нами констатировано небольшое количество линз рассланцованных габбро-амфиболитов; амфиболиты же эффузивного облика не были встречены. По степени метаморфизма эта толща все же ясно отличается от лежащих к западу за пределами описываемого района отложений нижнего палеозоя (филлитов района Висимо-Уткинска).

Возраст габбрового массива документируется его отношением к породам зеленокаменной толщи, которые он прорывает и метаморфизует, образуя контактовые месторождения типа горы Высокой. Альбитофиры района к югу от горы Голый Камень подверглись сильному окварцеванию и превращены местами в кварцевые роговики. Роговообманково-плагиоклазовые роговики образовались и за счет уралитовых порфиритов в западной их части, поблизости от кварцевых диоритов. Судя по составу, ортофиры зеленокаменной толщи генетически связаны с сиенитами. Об этом свидетельствует полное сходство их химического и минералогического состава и наличие переходов гипабиссальных фаций из почти экструзивного типа сиенит-порфиров в сиенит-порфиры и сиениты, наблюдавшиеся нами севернее и южнее описываемого района (Кузнецов, 1939). Это подтверждает заключение Н. Н. Яковлева о том, что сиениты пришли теми же путями, как и их предшественники ортофиры. В то же время это заключение говорит и о том, что интрузивный массив относится по возрасту ко времени немного более позднему, чем вся эффузивная серия. Согласно радиометрическим измерениям (Hurley a. Goodman, 1941; Handbook, 1942) возраст этот определен в 320—396 млн. лет, что соответствует, повидимому, среднему девону. Эти данные находятся в противоречии с возрастом, определенным стратиграфическим методом для ортофиров. Противоречие может быть устранено лишь предположением, что интрузия произошла значительно позже из очага, все время жившего активной жизнью дифференцированном состоянии от верхнего силура (лудлоу) до среднего девона. За этот длительный срок каналы, питавшие в лудлоуский век ортофировые эффузии, должны были потерять свою действенность.

Как видно из этого очерка, еще многие хронологические даты геологических процессов, происходивших в районе, являются неясными и несогласованными. Несомненно лишь то, что массив интрузивных пород, описываемый нами далее, принадлежит к самым молодым образованиям

среди горных пород района. Более молодыми являются лишь четвертичные отложения, представленные аллювиальными террасами р. Тагила, достигающими 8 м высоты, делювиальными отложениями склонов и торфяными залежами болот.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД ГАББРОВОГО МАССИВА

Район массива сложен преимущественно интрузивными горными породами, описание которых является дальнейшей нашей задачей. Восточнее массива расположена часть зеленокаменной полосы, описанной нами в прежних работах. К западу от массива расположены кварциты и сланцы свиты Центрального Урала.

Среди интересующих нас интрузивных пород имеются разнообразные типы от перидотитов до гранитов и сиенитов с жильными породами, сходными с теми, которые описаны для других массивов основных горных пород Н. К. Высоцким, Л. Дюпарком и др. Их распределение аналогично тому, которое констатировано Н. К. Высоцким для пород Черноисточенской дачи. На западе массива расположены дуниты и перидотиты, отделенные от свиты М толщею габбро-амфиболитов; восточнее их распространены разнообразные типы габбро, далее диориты и граниты с сиенитами. Описание всех этих пород расположено в систематическом порядке.

Интрузивные горные породы

1. Перидотиты

Перидотиты развиты на западе района в виде небольшой полосы в излучине р. Выи у устья рч. Кедровки. Они же развиты на северо-западном подножье горы Васильевской, сложенной главным образом пироксенитами. Минералогический состав перидотитов представлен в табл. 1.

Таблица 1 Минералогический состав перидотитов (в %)

	Минералы												
№ образцов	Оливин	Диаллаг	Амфибол	Биотит	Хромит	Магнетит	Шпинель	Магнетит и серпен- тин					
704 830	66.08 65.0	33.44	_ 8.1		0.48	_							

Примечания. № 704— близ устья р. Малой Гаревой; № 830— Акинин Бор, квартал 205.

Из таблицы видно наличие верлитов и роговообманковых перидотитов. Однако этим не исчерпывается разнообразие перидотитов. В изученных разностях горных пород из района р. Выи наблюдались аподунитовые серпентиниты, хотя свежих дунитов и не встречено. Оптические свойства главнейших минералов описываемых пород сведены в табл. 2.

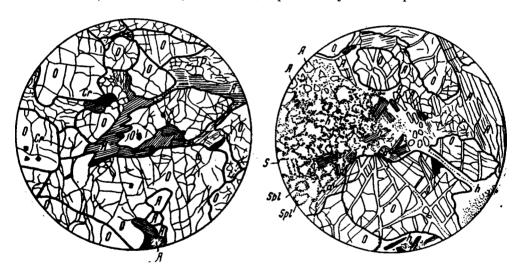
Кроме перечисленных в табл. 1 и 2 минералов, в описываемых породах часто присутствуют также вторичные хлориты, близкие к клинохлору.

Оптические свойства одивина, дналлага и амфибола перидотитов

	Минералы											
№ образцов	Оливин	ī	Диаллаг	Амфибол								
	2V	% Fe.SiO.	2 V	cNg	Ng-Np	2 V						
704 703 830 633 632 619	88° до +89.5° +88° +88° +88° - -84°	18 до 12 8 8 8 8 — — 28	+50° +48° до +52° — — — — —		0.028	-80° -82° ±90°						

Примечания: № 703 — близ устья р. Малой Гаревой; № 633 — квартал 257; № 632 — то же; № 619 — то же.

Структуры, наблюдавшиеся в перидотитах, разнообразны. Обычно оливин прорезан сеткой прожилков хризотила с одновременно образовавшимся магнетитом, выполняющим часто центральные участки прожилков. Сте-



Фиг. 2. Перидотит (№ 830). Акинин Бор. Актинолит (А), разъедающий и цементирующий оливиновые зерна (О). Черное —хромит (Ст). ×30.

Фиг. 3. Перидотит из полоски к югу от Акинина Бора и р. Выи (обр. 633). Хлорит (h) и актинолит (A) со шпинелью (Spl) по пироксену (d) и серпентин по оливину. Черные точки и их скопления— тонкие частицы шпинели, рассеянные в клинохлоре. О—оливин, ×30.

пень серпентинизации в свежих породах достигает 30%. Моноклинные пироксены образуют неправильные зерна и в некоторых породах замещены амфиболом. Последний обладает типичными свойствами актинолита; однако в перидотите № 632 наряду с ним наблюдался эденит с оптически положительным знаком, хотя конкретный замер и дал угол оптических осей 90°. В других случаях амфибол принимает форму волокнистого уралита, и эта форма находится в соседстве с актинолитовыми зернами.

Актинолит образует в перидотите № 830 крупные зерна, цементирующие оливин (фиг. 2). В перидотитах № 632 и 633 актинолит и эденит образуют иные формы (фиг. 3). Они встречаются в промежутках между оливиновыми зернами в виде агрегатов мелких зерен роговикового типа, проросших тончайшими вростками зеленой шпинели, имеющими вид, подобный мирмекитам. Эти симплектитовые сростки шпинели с актинолитом нарастают перпендикулярно к поверхности оливиновых зерен, а с удалением от них принимают вид зернистых роговиковых агрегатов, в которых зеленая шпинель иногда имеет форму самостоятельных зерен. Любопытно, что эти агрегаты, с величиной зерна 0.05—0.1 мм, иногда вдаются вдоль серпентиновых жилок в зерна оливина, что указывает на их происхождение за счет пироксенов в период серпентинизации. Иногда вместе с актинолитом в них образуется и бесцветный клинохлор. Из других вторичных минералов отмечены яркооранжево-желтые листочки иддингсита по оливину.

Наличие тонких прорастаний шпинели и амфибола имеет большое генетическое значение. Мы знаем, что подобные формы прорастаний их образуются обычно в качестве келифитовых оторочек по границе оливина и плагиоклаза. В данном случае плагиоклаза нет, а на месте промежуточных пространств между зернами оливина был, повидимому, как и в других случаях, диаллаг. Однако вещество анортита участвовало в реакции, создавшей роговиковые агрегаты. В других условиях на месте шпинели можно было бы ожидать образования некоторого количества плагиоклаза. Выделения последнего не произошло, повидимому, вследствие того, что состав породы после выделения оливина соответствовал условиям диаграммы форстерит-анортит-кремнезем, в его поле шпинели. Вначале выделился избыток оливина, впоследствии сменившегося другими минералами. Низкая температура остатка благоприятствовала развитию не пироксена, а амфибола. Остаточный расплав был богат водой, что и вызвало образование амфибола.

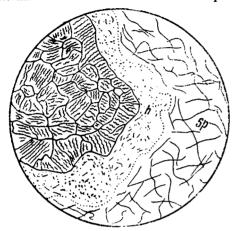
2. Продукты метаморфизма перидотитов. Серпентиниты

Среди продуктов метаморфизма перидотитов развиты как серпентиниты, так и породы, содержащие гранат. На севере района, у устья р. Малой Гаревой встречены хризотиловые серпентиниты, образовавшиеся по перидотиту с пироксеном, от которого не осталось и следов.

Сетчатые формы хризотиловых шнуров развились по оливину и по пироксену; о последнем свидетельствуют трещины спайности, видные вследствие заполнения их вторичным магнетитом. Здесь встречены еще прожилки изотропного коричневатого опала (силициофит), пропитывающего местами и хризотил. В других образцах из того же района видны переходы описанных пород в перидотиты, и ясно, что пироксен, дающий вышеописанные псевдоморфозы, был диаллагом (обр. № 703). При этом диаллаг в этих случаях замещен слегка зеленоватым, а оливин бесцветным хризотилом. В серпентините (обр. № 643 из 232 квартала) довольно многочисленны зерна хромита. Здесь наблюдаются серпентиновые и гранатовые участки. Последние изредка содержат немного бесцветного клинохлора с двойниками по закону Чермака [001] и отрицательным удлинением. Обычно они сложены полупрозрачной массой, состоящей из тончайших, рассеивающих свет зернышек граната в почти изотропной среде волокнистого хризотила, а иногда сливающихся в сплошную массу. В последнем случае они слегка окрашены в коричневатый цвет. Формы зерен ясно свидетельствуют, что псевдоморфозы граната произошли за счет диаллага. В образце № 642 сохранились еще ничтожные остатки последнего. Часто

мелкие крупинки граната расположены в серпентине рядами, подобно такими же крупинкам вторичного магнетита. В этой же породе (обр. № 642) наблюдается также парагенетическая связь магнетита с гранатом, что сказывается в наличии магнетитовых включений в зернах граната. Особенное обилие магнетита наблюдается в шнурах хлорита. Эти псевдоморфозы по диаллагу ясно свидетельствуют о том, что структура первичной породы была пойкилитовая.

В серпентините (обр. № 819) наряду с хризотилом и вторичным магнетитом наблюдаются новообразования актинолита с гранатом (фиг. 4). Последний образует сплошные массы, обросшие лучистым бесцветным актинолитом с симплектитовыми вростками граната червеобразной формы,



Фиг. 4. Серпентинит (обр. № 819). Гора Акинин Бор. Симплектитовые прорастания граната с актинолитом около сплошных скоплений граната с оторочкой хлорита (h), по контакту с хризолитовыми псевдоморфозами по оливину (Sp). × 30.

наподобие мирмекитов. Ширина каемок амфибола 0.1 мм, вростков граната — сотые доли миллиметра. Серпентинит (обр. № 625 из 257 квартала) обнаруживает полосчатость, что объясняется расположением зерен хромита рядами в одном направлении.

Из этого обзора следует, что процесс серпентинизации привел в некоторых случаях к образованию граната и хлорита, что свидетельствует о наличии в составе первичных пород глиноземистых минералов. Таковым и является диаллаг. Возможно, однако, что это были и другие остаточные растворы, богатые трехвалентными окислами (Al₂O₃ + Fe₂O₃), иначе значительное количество граната вряд ли могло образоваться. В случае ассоциации граната и акти-

нолита соотношения сходны с актинолит-шпинелевыми прорастаниями. Их образование шло в последние моменты формирования пород, в их пневматолитически-гидротермальную стадию развития.

3. Пироксениты

Пироксениты распространены шире, чем перидотиты. К югу от перидотитовых полос р. Выи, на восточном склоне горы Елевой имеются три маленьких пироксенитовых участка, сложенных оливиновыми пироксенитами типа косвитов.

К северу от тех же выйских перидотитов, на горе Малый Шихан также имеются подобные пироксениты. К западу от габбрового массива, на рч. Быструшке, Л. Дюпарком были описаны пироксениты, залегающие обособленно среди кварцитов свиты М Центрального Урала. Самой большой площадью, сложенной пироксенитами, является гора Васильевская. Здесь они прорезаны жилами диоритов и гранитов; последние часто ветвятся в тонкие прожилки, создавая гранитово-пироксенитовую магматическую брекчию, в которой находится до 5% гранитного материала.

Минералогический состав пироксенитов района представлен в табл. 3. Места взятия образцов пород: № 720—просека 130—131, на вершине горы Малый Шихан; № 686, № 690— гора Малый Шихан; № 706— про-

				M	Гине	ралы				
№ •образцов	Оливин	Диаллаг	Гипер- стен	Амфибол	Биотит	Магнетит	Ш пинель	Вермику- лит	Хлорит	Серпен- тин
			[!					
720		80.70	_	4.34	0.82	13.76	0.38	<u> </u>	немного	—
690	4.58	79.38	1.79	2.30	0.20	9.64	0.03	2.08	-	_
689	_	80.70		2.88		7.20	0.17			9.05
686	_	71.21		12.07		6.33	0.10		_	10.29
706	19.56	79.29		1.16	_		l —	_	-	
719		95.23		0.03		0.87	_	l —	3.87	
739	_	100.00			:			_		_
740	_	99.21		-		0.08	_	_	i – i	0.71
738	` -	_	_	90.77	3.01	6.03	_	_	0.19	_
[į.								ļ 1	

Примечания: № 720 — 0.82 биотита вместе с хлоритом; № 690 — вермикулит по амфиболу; № 689, № 686 — серпентин по амфиболу; № 739 — очень небольшая часть диаллага замещена хризотилом с магнетитом; № 740 — очень небольшая часть диаллага замещена хризотилом с магнетитом.

сена 84—108, на горе Васильевской; № 719— просека 130—131, гора Малый Шихан; № 739— восточная часть 176 квартала; № 740 там же, № 738—гора Сидорова.

Среди этих пород ясно намечаются три группы, известные из литературы по Уралу,—косвиты (обр. № 720, 690, 689, 686), оливиновые пироксениты (обр. № 706) и диаллагиты (обр. № 739 и 740). Роговообманковая порода (обр. № 738) является дериватом косвита.

Оптические свойства минералов пироксенитов сведены в табл. 4.

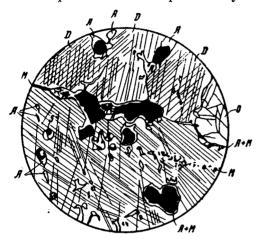
Таблица 4 Оптические свойства минералов пироксенитов

0.8				Минер	алы					
обравцов	Оли	вин	Ди	аллаг	Амф	рибол	Гиде	рстен % FeSiO		
ੈ 	2V	% Fe _s SiO ₄	cNg	2V	cNg	2V	2V	% FeSiO.		
720	_	_	39°	+55°	17°	_72°	_	_		
530	—72°	54		+55°.5		i <u></u>	!	_		
646	-85°	26	29°	+56°.55	-	! _	_	_		
706	-88°-85°	18-26		+52°.5	_	i —	_			
686	_		_	+55°	_	i —		l —		
689	—86°	24			_			_		
690	—85°	26		+53°.5	_	1 —	—74°	• 28		
561	+87°	5		+56°		_	_	<u> </u>		
738	_	_		! - !		_70°	_			
719	<u> </u>	_	43%	+56°	_	-	.—	l —		
739		_	40°	+57°.5	_	! —	l –	! —		
624		_	_	+56° +57°.5 +54°	_	l –	-82°.5	19		
631	-86°	24		· -	_	! —	_	l —		

Примечания: № 624— квартал № 257; № 561— гора Ляхониха, квартал 285; № 531— квартал 283, восточный склон горы Елевой; № 530— там же; № 646— квартал 232.

Из обзора этих свойств следует, что оливин пироксенитов в общем более железистый сравнительно с перидотитами. На горе Малый Шихан пироксениты содержат гиперстен, по содержанию $FeSiO_3$ близкий к пропорции Fe_2SiO_4 в оливине.

Структура пироксенитов широко варьирует. В косвитах она характеризуется господством диаллага. Остальные минералы также обычны. Редко встречаются биотит и хлорит. Магнетит, шпинель, амфибол и биотит с хлоритом образуют последние выделения и теснятся между зернами пироксена. Часто светлокоричневая или зеленовато-коричневая роговая обманка внедряется в пироксеновые зерна, образуя прорастания, имеющие обычный пертитоподобный вид. Спутниками этих прожилков являются зерна магнетита. Биотит и зеленая шпинель развиты в таких же формах, как и амфибол. Биотит окрашен в густой красно-коричневый цвет и обра-



Фиг. 5. Пироксенит (обр. № 531). Восточный склон горы Елевой. Зерна диаллага (D) и оливина (O) по границам разделены прожилками светлокоричневой роговой обманки (A) и магнетита (M) со шпинелью. \times 30.

зует иногда сферолитовые агрегаты (№ 720) или оболочки около магнетита и тонкие чешуйки по амфиболу. Иногда роговая обманка образует пояски около магнетита (фиг. 5).

Процесс вермикулитизации наблюдался только в одной породе, преимущественно по роговой обманке. Очень сильно развит процесс серпентинизации. Он захватывает как оливин. так и диаллаг. Серпентин развит в виде сетчатых прожилков, а по пироксену иногда в прожилков, виде имеющих структуру неправильно-спутанных волокон хризотила. Часто обнаруживается связь между прожилками амфибола с магнетитом и процессом серпентинизации, который идет по следам

прожилков амфибола, иногда преимущественно по этому минералу (№ 530, 686, 689). Этот процесс является, повидимому, следующей стадией гидратизации породы постмагматическими собственными водами.

Оригинальная структура наблюдалась у пироксенитов с восточного склона горы Елевой. Здесь выделяются ясно два поколения минералов. Крупные зерна представлены диаллагом и оливином. Они кристаллизовались рано. Вслед за тем произошло нарушение условий кристаллизации, и в промежутках образовались мелкозернистые агрегаты того же диаллага, между которыми в еще более позднюю стадию выделились роговая обманка с магнетитом. Их кристаллизация сопровождалась коррозией зерен пироксена, и они выглядят как сидеронитовый цемент. Они проникают ввиде прожилков внутрь зерен пироксена. Даже крупные зерна магнетита имеют всегда роговообманковый ободок, связанный с прожилками этого минерала.

Косвит с горы Малый Шихан характеризуется поздним выделением гиперстена в виде тонких вростков в диаллаге и поясков около магнетита, вместе с роговой обманкой розовато-коричневого цвета. Яркокрасно-коричневый биотит образует оболочки около магнетита и пленки по амфиболу. В связи с магнетитом образовалась и шпинель. Вермикулит развился отчасти по оливину, отчасти по амфиболу.

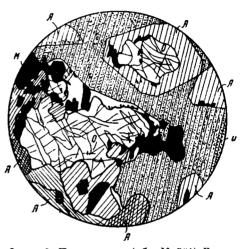
Оливиновые пироксениты типично представлены на горе Васильевской. Это среднезернистые породы с инъекциями гранита, а потому сильно

измененные. Граниты развиты в виде крупнозернистых пород. В образце от прожилка гранита шириной в 3 см отходит меньший прожилок в 1 мм. Оба они сопровождаются черными реакционными каймами, вследствие перерождения пироксена в амфибол. По оливину в породе образовалось немного серпентина с магнетитом, местами же он подвергся замещению иддингситом или дал немного талька. Пироксен слегка амфиболизирован по краям зерен и в обычных пертитоподобных реакционных прожилках.

Пироксениты из 257 квартала (обр. № 624) обнаруживают глубокую перекристаллизацию. Крупнозернистые породы содержат прожилки роговиковой структуры. Первичная порода состояла из диаллага с размерами изометричных зерен в 2 мм. Эти зерна имеют светлокоричневатую окраску без плеохроизма и лишены каких-либо включений. Начальная стадия метаморфизма сказывается в исчезновении этой окраски. Минерал делается беспветным, и в нем появляются многочисленные мельчайшие включения

пикотита, выделившиеся, повидимому, при распаде твердого раствора. Процесс проходит с большой постепенностью. Дальнейшая стадия сказывается в развитии бесчисленных тончайших прожилков актинолита в виде сеточки, причем края зерен иногда окружаются каймой актинолита. Этому процессу предшествует развитие мелкозернистых роговиковых агрегатов диопсида, разъедающего с краев зерна первого поколения Последняя минералов. стадия состоит очень слабой пентинизации.

Диаллагиты иногда на 99% состоят из диаллага. Из примесей в них к промежуткам между зернами приурочены хлорит (пеннин) и магнетит, переходящий иногда в лейкоксен. Иногда (обр. № 740) наблюдались редкие волоконца биотита. В породах из 257



Фиг. 6. Пироксенит (обр. № 561). Гора Леханова. Диаллаг замещен зеленым уралитом (U), а оливин (O) частично замещен актинолитом (A) с магнетитом (M). Уральт заполнен мельчайшими частицами мэгнетита. × 30.

квартала (обр. № 617) наблюдаются прожилки серпентина и хлорит-гранатовой породы. Бесцветным или слегка коричневатым гранатом замещаются зерна диаллага, имеющие характер хадакристаллов в пойкилитовой структуре первоначальной породы, причем оливин сильно замещен хризотилом.

Из продуктов глубокого метаморфизма пироксенитов интересны породы с горы Сидоровой. Это — крупнозернистые пироксениты с зернами до 5 мм. Они состоят из уралита в виде волокнистых псевдоморфоз по диаллагу, а отчасти в виде хаотически прорастающих друг друга зерен. Уралит то бесцветен, то окрашен в густозеленый цвет с постепенными переходами обеих разностей друг в друга. Особенно густа окраска около зерен магнетита, выполняющих промежутки между зернами псевдоморфоз. Иногда вблизи магнетита наблюдаются скопления биотита и вторичного по нему пеннина. Судя по составу (обр. № 738) и сидеронитовой структуре, амфиболизации подвергся косвит.

На северной вершине горы Сидоровой развиты инъекции гранита в пироксенитах, около которых последние превращены в роговообманковые породы черного цвета с величиной зерна от 0.5 до 3 мм. Роговая обманка светлозеленая, иногда слегка зональная. Внедрение прожилков гранита сопровождалось механическими деформациями, которые сказываются в изломах и изгибах зерен вплоть до их дробления. Прожилки плагиоклаза, судя по низкому показателю преломления альбита, с включениями многочисленных игольчатых кристаллов актинолита, являются отпрысками гранитных жил. Они обладают шириною до 0.4 мм. Местами вместо альбита в них развит соссюрит. Кварц в них редок. В связи с внедрением этих пегматитов наблюдаются прожилки желто-коричневого биотита и магнетита.

Оливиновые пироксениты с горы Лехановой (обр. № 561) также сильно изменены. Пироксен в них нацело замещен актинолитом с зелеными ядрами неправильной формы (фиг. 6). Его удлиненные неделимые не имеют окончаний и часто переходят в клинохлор с отрицательным удлинением. Одиночные зерна оливина замещаются актинолитом, как бы тают в нем. При этих вторичных процессах образовалось много магнетита.

4. Оливиновые габбро и габбро-нориты

Оливиновые габбро и габбро-нориты не играют большой роли в структуре массива. Они связаны главным образом с отрогами горы Долгой на востоке и горы Сидоровой на западе массива. Это — среднезернистые породы, в которых невооруженный глаз различает серовато-белый, иногда полупрозрачный плагиоклаз и черный пироксен. Величина зерна доходит до 4 мм.

Минералогический состав этих пород, согласно подсчетам под микроскопом, приведен в табл. 5. Темносерые породы большею частью однородны,

Таблица 5 Минералогический состав одивиновых габбро и габбро-норитов (в %)

Managana	№ образцов										
Минералы	698	802	728	735	833	527	675				
Плагиоклаз	16.03 12.50 68.78 0.87 0.02 1.55 0.08 0.17	29.9 3.9 45.1 17.7 0.1 3.3 —	55.38 3.27 — 32.63 4.52 0.06 4.14 — — —	49.7 2.5 20.8 22.4 0.7 0.3 3.6 — 57	49.31 5.89 1.68 17.86 19.64 	64.79 2.34 1.59 19.70 10.80 0.05 0.73 —	59.03 6.67 0.22 25.04 7.32 0.02 1.62 0.08				

Примечания: № 698— северная просека 83 квартала; № 802—182 квартал; № 728—156 квартал, дорога в северо-восточном его углу; № 735— гора Сидорова; № 833— середина 155 квартала; № 527— южное подножье горы Елевой, на дороге; № 675— северо-западный угол 181 квартала.

но габбро с восточного склона Елевой горы — полосчатые и обнаруживают легкую слоисто-сланцеватую текстуру (обр. № 527). Меланократовые разности макроскопически сходны с пироксенитами. Величина зерна обычно средняя (2—3 мм). Оптические свойства главнейших минералов видны из табл. 6.

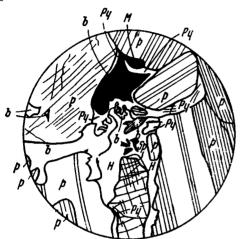
Оптические свойства оливина и пироксенов оливиновых габбро и габбро-норитов

	№ образцов										
Минералы	698	802	728	735	833	527	675				
2V оливина № оливина 2V диаллага	-86° 24 +53°	18	—86° 24 +48° до+53°.5	—82° 32 +29° до +43°	−86° 24 +58°	1 1 1	$-89^{\circ}.5$ 14 $+52^{\circ}$				
cNg	41°	_	42°	40°	27°		40°.5				
2V гиперстена № гиперстена	=	<u> </u>		-62° 42	-86° 15	—54° 52	- -				

Структурные взаимоотношения различных минералов характеризуются следующими чертами. Обычно отношения диаллага и оливина неясны. Иногла оливин встречается в виде включений в диаллаге, являясь более ранним и подтверждая отношения реакционного ряда Боуэна. В других же случаях, иногда в одной и той же породе, оба минерала прилегают друг к другу безразлично, а иногда наблюдается развитие пироксеновых граней при контакте пироксена с оливином, что подтверждает данные эксперимента об эвтектических отношениях оливина и диаллага. Магнетит всегда связан с темнопветными минералами, будучи включен в них неправильными зернами в оболочке роговой обманки. Зеленая роговая обманка образовалась позднее их всех. Она обволакивает зерна магнетита, окружает каймами пироксен и оливин, являясь изоляционною каемкою между ними и плагиоклазами. Иногда она переходит в характерный красно-коричневый биотит. Присутствие роговой обманки, однако, не обязательно, иногда она лишь частично одевает зерна. В полосатом габбро с Елевой горы наблюдались оболочки диаллага вокруг оливина, а за ними - оболочки амфибола.

Темноцветные компоненты кристаллизовались в общей их массе несколько позднее плагиоклазов, выделение которых началось раньше. Потом, когда к ним присоединились темноцветные компоненты, основы структуры уже были заложены. Продолжавшие кристаллизоваться плагиоклазы оттесняли их. Поэтому даже зерна оливина и диаллага, выделявшиеся первыми среди темноцветных, все же стеснены плагиоклазами, и в последние моменты оставшиеся ничтожные пространства выполнялись последними генерациями темноцветных (фиг. 7). Диаллаг и магнетит теснятся между зернами плагиоклаза, создавая сеть, сходную с прожилками, а роговая обманка обтекает их всех и дает свою сеть прожилков, обычно сле дуя по пути пироксена и замещая иногда его сложными пертитоподобными вростками. Ее образование, в подтверждение реакционного принципа Боуэна, шло при участии остаточных растворов, богатых водою. Их химическое действие оказывало иногда растворяющее влияние на плагиоклазы и создавало в них мирмекитоподобные вростки амфибола. В оливиновом габбро-норите с горы Сидоровой наблюдается более позднее образование гиперстена в виде реакционных кайм около диаллага и вростков в него, в которых гиперстен сопровождается обычно биотитом и магнетитом. Из этих трех минералов биотит позднейший и создает тонкие пленки около магнетита или выделяется в виде ничтожных листочнов, прилегающих к гиперстену. Такое позднее выделение гиперстена обусловлено большим содержанием железа в этом минерале. Как известно, железистые гиперстены кристаллизуются при низкой температуре сравнительно с магнезиальными. При данном составе его выделение в чистых расплавах должно происходить при 1307°, тогда как температура кристаллизации диаллага может быть принята близкой к таковой диопсида — 1390°.

Из особенностей габбро Сидоровой горы следует отметить малый угол оптических осей диаллага, что свидетельствует о его магнезиальном характере и принадлежности к типу пижонита. Особенностью структуры оливиновых габбро, бедных плагиоклазами, является поздняя кристаллизация последних сравнительно с оливином и пироксенами. В этих случаях, например в габбро (обр. № 802) плагиоклаз, почти нацело замещенный цоизитом, относится к ассоциации светлозеленоватого актинолитового амфибола с магнетитом. Все они вместе образуют промежуточную сеть между



 Φ и г. 7. Оливиновый габбро-норит с горы Елевой. Гиперстен (H) и диаллаг (Py), вторичные по оливину (θ). Диаллаг как последний продукт кристаллизации. Spl— шпинель, p— плагиоклаз, b— биотит, M— магнетит.

зернами оливина и пироксена. При этом магнетит принадлежит к типично реакционным продуктам, и вне ассоциации этих трех минералов не встречается, образуя симплектитовые вростки в пироксене и оливине. Как более поздние прогидротермальной стадии образования пород развиты иногда хлорит и серпентин по оливину, цоизит и эпидот по плагиоклазу, а иногда мелкие листочки минерала, сходного с иддингситом. Следует отметить как особенность структуры оливинового (обр. № 510) из 328 квартала в 1 км к востоку от столба 327/328 особую амфиболизацию, эпидотизацию и хлоритизацию породы. Эпидот, переходящий в клиноцоизит, образует лучистые псевдоморфозы по идиоморфным кристаллам плагиоклаза, а светлозеленая

роговая обманка, близкая актинолиту, заместила нацело пироксен, причем в этих псевдоморфозах включены другие, по форме напоминающие оливиновые зерна, пойкилитово включенные в пироксенах в виде идиоморфных мелких кристаллов. Эти последние псевдоморфозы сложены большей частью пеннином, иногда вместе с небольшим количеством кварца.

5. Габбро-нориты

В эту группу мы отнесли все разности, содержащие гиперстен, в которых отсутствует оливин. Их распространение приурочено к северной части района, к его восточной гряде, горе Долгой и к району горы Сидоровой. Они встречаются в двух модификациях — среднезернистой и мелкозернистой. Последняя является, повидимому, продуктом быстрой кристаллизации на периферии интрузии, так как встречается в поле сплошного развития мелкозернистых габбро и представлена аплитовидными разностями этих пород и габбро-порфиритами. Минералогический состав среднезернистых габбро-норитов приведен в табл. 7.

Среди имеющихся цифр намечаются три группы по содержанию плагиоклаза. Однако, вероятно, имеющиеся разрывы непрерывности случайны

- e						Мине	ралн	al .				
№ образцов	Плагио- клаз	№ пла- гиоклава	Диаллаг	Гипер- стен	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Апатит	Кварц	Соссюрит	Тальк	Серпен- тин
733 697 800 724 798 813 712 696 818 787 694	30.32 48.81 64.75 65.78 66.62 68.65 70.88 76.85 72.99 79.55 85.41	58 80 49 57 53 62 49.5 42 54 49	49.76 21.89 22.09 28.75 19.30 17.40 14.18 12.50 8.16 8.78 3.50	16.61 16.72 10.99 1.34 6.38 4.76 3.05 5.10 3.60 2.44 8.32	0.07 6.00 0.47 1.10 3.25 4.15 сл. — 5.04 4.02 1.45	0.53 0.14 1.25 0.19 0.08 7.83 2.23 0.01 0.04 	2.71 1.35 1.66 3.34 4.65 3.40 2.76 3.51 3.44 1.22	 0.21 0.12 0.06 0.31 0.66 0.56 0.24 0.20 0.10	- - 0.86 - - - 1.53	- - - - - - - 6.45	6.24	- 0.34 - - - - - - -

Примечания: № 733— западная часть 106 квартала, на юго-восточной вершине горы Сидоровой; № 697— северо-восток 83 квартала; № 800— дорога у просеки 182—183 кварталов; № 724— западная часть 106 квартала у рч. Малой Гаревой; № 798— середина 183 квартала; № 813— квартал 208; № 712— север 86 квартала, дорога близ р. Баранчи, в 700 м к востоку от западной просеки; № 696— середина 108 квартала; № 818— квартал 208; 787—157 квартал; № 694— юго-западный угол 108 квартала.

и в природе на самом деле существуют все постепенные переходы от очень меланократовых разностей к анортозитам.

В этих породах количество плагиоклаза не стоит ни в какой связи с его составом. Состав его приведен в виде средних цифр из многих определений, относящихся к значительным кристаллам, состав которых неоднороден как в одном неделимом, так и в неделимых разной величины зернах в одной породе. Количество замеров в одной породе колебалось от 6 до 34. Наиболее сложный пример зональности наблюдался в габбро-норите (обр. № 798), где состав отдельных зон крупных зерен плагиоклаза колебался в следующих пределах от ядра к кайме: №№ 72, 55, 47, 61, 67, 63, 65, 62, 51, 47—91, 47. Мелкие зерна в той же породе обладали составом № 44—34 по многим измерениям. Иногда наблюдалась коррозия ядер со стороны наросших впоследствии зон плагиоклазов. Сильная зональность свидетельствует о том, что кристаллизация пород проходила в очень неспокойных условиях.

Оптические свойства темноцветных минералов охарактеризованы в табл. 8. Из этих свойств следует, что диаллаг представлен различными членами ряда. В некоторых из них, подобно диаллагу оливиновых габброноритов, при зональности в центре зерен наблюдается меньший угол оптических осей, доходящий до 30°, что обычно свойственно магнезиальным клинопироксенам. По углу погасания мы имеем колебания, доходящие изредка до нормы авгита. Ромбический пироксен колеблется от № 27 до 60, если считать по содержанию FeSiO₃. Общая картина распределения состава ромбического пироксена стоит до некоторой степени в связи с составом плагиоклаза, как это видно из следующего сопоставления их номеров:

Состав плагиоклаза №: 42 48 49 53 54 57 58 80 Состав пироксена №: 60 50 46 59 53 40 38 27

В деталях эта общая картина, однако, нарушается, хотя все же породы с более кислым плагиоклазом обладают более железистыми пироксенами.

² Труды ИГН, вып. 116

					№ обр	азцов				
Минералы	733	697	800	724	798	712	696	812	787	694
Диаллаг 2V	+30° до +53° 42°	+49° -	_	+54°	+47° до +55° —	+52° 41° до 43°	45°	l	+52°	 44°.5 0.025
Гиперстен 2V Ng—Np % FeSiO ₃	-65° - 38	-75° -77	-	63.°5 - 40	-49° - 59	0.015 40	-48° -60	ĺ	1	
Роговая об- манка 2V . c Ng Ng—Np	_ _ _	-86°			_ _ _ _		_ 	-78° 13° 0.025	<u> </u>	_ _ _
Тальк Ng—Np		0.044	_	_	_	_	-	 	-	_

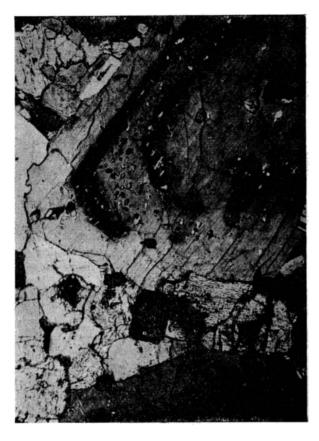
Роговая обманка также изменяется в свойствах. Она окрашена то в темные буровато-зеленые, то в зеленовато-коричневые тона; варьируют и другие свойства, но в незначительных пределах, кроме угла оптических осей, колеблющегося от —72° до — 86°. Биотит окрашен в темнокоричневый или в яркокрасно-коричневый цвет (Ng).

Структура пород изменяется в различных случаях. Меланократовые разности характеризуются следующими чертами (обр. №№ 733 и 697). В них диаллаг играет наиболее существенную роль. Он образует большие зерна с неправильными очертаниями, иногда обнаруживающие полисинтетическую двойниковую структуру по [100]. Плагиоклазы образуют значительно меньшие зерна, и на первый взгляд кажется, что они выполняют промежуточные пространства между пироксенами. При внимательном изучении оказывается, что они кристаллизовались в значительном интервале времени одновременно с пироксеном и образуют часто идиоморфные грани по отношению к диаллагу. Включений их в диаллаге нет, и на основании вышеизложенного можно заключить, что первым начал выделяться диаллаг, а окончание кристаллизации этих компонентов было одновременным. Гиперстен кристаллизовался позднее, он образует большие зерна, содержащие включения идиоморфных кристаллов плагиоклаза, а также симплектитовые, подобные пертитам, вростки в диаллаге. Еще к более поздней стадии относится выделение магнетита, всегда сопровождаемого каемкой роговой обманки и листочками биотита. Гиперстен образовался из остаточного расплава вместе с магнетитом, так как последний идиоморфен по отношению к гиперстену, а роговая обманка и биотит образуют в нем вторичные новообразования по трещинам. Иногда наблюдаются прорастания мелких зерен диаллага магнетитом, имеющие вид мирмекитовых вростков кварца в плагиоклазе.

В породе обр. № 697 величина зерна достигает 5 мм, причем сообразно увеличившейся роли плагиоклаза мы встречаем в ней небольшое количество мелких идиоморфных включений этого минерала в диаллаге. Гиперстен наполовину замещен тальком; процесс идет вдоль трещин спайности и доходит иногда до полного вытеснения первоначального минерала. Роговая обманка охватывает оболочками оба пироксена, причем при

замещении гиперстена тальком она сохраняется. Вростки роговой обманки в гиперстене редки, тогда как в диаллаге являются обычными и очень сложными.

Некоторые габбро-нориты отражают две стадии их кристаллизации. В них (обр. № 800) первыми образовались крупные кристаллы зонального плагиоклаза (3.5 мм), иногда с ориентировкой в одном направлении, отражая, повидимому, течение в магме. Между ними находятся более мелкие зерна плагиоклаза, огибающие первые. Бронзит и диаллаг в этих более лей-



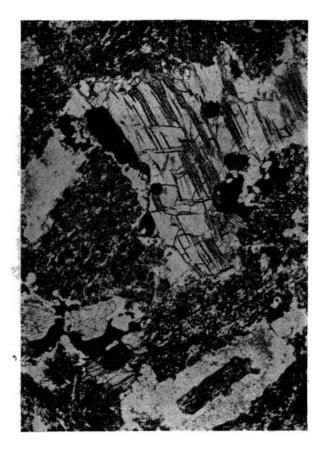
Фиг. 8. Габбро-норит-порфирит (обр. № 798). Зональный плагиоклаз первого поколения с микро-пойкилитовыми включениями пироксена. ×45, николи +.

кократовых породах оказались несколько более поздними. Позже всех из остаточного расплава, вернее раствора, образовались амфибол, магнетит и биотит. В бронзите наблюдаются такие же симплектиты магнетита, как и в диаллаге. Апатит, когда он встречается, всегда приурочен к темноцветным компонентам и особенно часто ассоциирует с роговой обманкой и магнетитом.

Некоторые габбро-нориты при очень основном характере их плагиоклаза (обр. № 798) в то же время содержат кварц и небольшое количество антипертита, не вошедшее в подсчет в силу его ничтожного содержания. Крупные зерна плагиоклаза в них то идиоморфны, то неправильны. Сильная зональность сопровождается коррозией ядер и их соссюритизацией. При этом периферическая зона в ее начале содержит многочисленные идио-



Фиг. 9. Габбро-норит-порфирит (обр. № 798). Поздние генерации темноцветных минералов. Реакционные отношения амфибола и пироксена. × 45, при одном николе.



Фиг. 10. Габбро-норит (обр. № 696). Замещение гиперстена биотитом и связьсними магнетита. × 20, при одном николе.

морфные мельчайшие включения кристалликов диопсида и магнетита, причем часто кристаллики магнетита включены в пироксене (фиг. 8). Местами эти кристаллики амфиболизируются или замещаются биотитом. Наблюдения выяснили, что эти включения идут вдоль ядер, вдаются в коррозионные заливы периферической зоны. Включения антипертита столь же мелки и разбросаны группами, их формы округлы, угловаты или удлинены. Большая часть темноцветных приурочена к последней генерации минералов вместе с остатками плагиоклаза, магнетитом и кварцем (фиг. 9). Диаллаг развит также в двух поколениях, причем зерна первого поколения не уступают по размерам плагиоклазам первого поколения. Основная масса породы обогащена темноцветными минералами; в ней развита и большая часть

апатита и кварц. Все плагиоклазы и пироксены переполнены волосовидными кристаллика-

ми рутила.

С увеличением количества плагиоклазов все резче выступает ранняя стадия их кристаллизации и идиоморфизм по отношению к темноцветным компонентам. При этом последние, особенно роговая обманка и всегда сопровождающие ее магнетит и апатит, образуют не только каймы около пироксенов, но проникают и между зернами плагиоклазов, обнаруживая иногда активность в отношении коррозии ранних компонентов. Все свидетельствует о позднем времени их выделения, когда роль компонентов достигла максимума, а количество промежуточной жидкости стало практически ничтожным. Этим и объясняется сложная сеть метасома-



Фиг. 11. Слюдяный габбро-норит. Квартал 86, дорога ур. Баранчи. H— гиперстен; p— плагиоклазы; b— биотит; Py— диаллаг. Черное — магнетит. \times 20, николи +.

тических прожилков симплектитовых вростков амфибола в пироксене, часто также сопровождающихся внедрением магнетита вдоль тех же шнуров. В ряде пород (обр. №№ 798, 712) появляются следы антипертитовых вростков ортоклаза.

Биотит всегда завершает кристаллизацию пород, причем он большею частью образует реакционные каймы около магнетита или образуется по амфиболу и пироксенам. Особенно часто он замещает гиперстен волокнами и чешуйками по спайности (фиг. 10). Апатит и магнетит также

всегда сопровождают роговую обманку и биотит (фиг. 11).

Среди описываемых пород имеются и такие, в которых структура сходна с аплитовидной (обр. № 694), хотя они содержат и очень много плагиоклаза. Их отличием от других подобных пород является кислый состав плагиоклаза (№ 48) и, следовательно, температура кристаллизации полевошпатовой части была в них ниже, а потому эвтектические отношения соответствовали другим химическим отношениям.

6. Габбро-норит-аплиты и порфириты

Габбро-норит-аплиты и порфириты развиты среди полей мелкозернистых разностей горных пород массива и являются, повидимому, периферическими фациями этих пород. Это темные зеленовато-серые мелкозер-

нистые, иногда порфировидные породы с вкрапленниками плагиоклаза или пироксена, иногда достигающими 1 см. Зерна их, однако, часто округлы. В некоторых породах вкрапленники плагиоклаза эпидотизированы, причем иногда (обр. № 786) центральные их части окрашены в розовый цвет, вследствие развития марганцового соссюрита (тулит). Иногда наблюдается полосатая текстура (обр. № 674).

Минералогический состав этих пород представлен в табл. 9. Оптиче-

ские свойства главнейших минералов даны в табл. 10.

таблица 9 Минералогический состав габбро-норит-аплитов и порфиритов (в %)

				Мине	ралі	я			
№ образцов	Плагиоклаз	№ плагио- клаза	Диаллаг	Гиперстен	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Апатит	Примечание
725 725 725	52.16 0.68 71.50	=	27.86 87.39 5.50	18.55 1.50 21	9.85 .25	_ _ _	1.43 0.58 1.75	_ _ _	Общий состав Вкрапленники Основная масса
813 674 674 773 786	68.65 53.00 79.54 74.42 82.35	62 75 75 50 48	17.40 1.14 2.88 8.35 0.46	4.76 14.89 6.52 8.50 2.06	4.15 29.16 3.16 2.95 13.77	0.08	4.65 1.81 7.90 4.60 1.17	0.31 сл. — 1.13 0.11	Меланократовая часть Лейкократовая часть

Примечания: № 725—105 квартал; № 813— квартал 208; № 674— квартал 180; 773— просека 111—112 кварталов; № 786— квартал 157.

Таблица 10 Оптические свойства минералов габбро-норит-аплитов и порфиритов

Минералы		№	образцов		786						
минералы	725	813	674	773	786						
Диаллаг 2V	+52°+54°.5	+52°.5 40° 0.031	+52° 41° 0.027	- 40°	+54° -						
Гиперстен 2V	=	-52°.5 - 54	-53° 0.017 54	<u>-</u> -	_						
Амфибол 2V	79° — —	—74° 15° 0.026	_76° _ _	_ _	-70°						

Из этих свойств отметим особенность зонального диаллага (обр. № 725). Крупные порфировые выделения его обладают $2V=+52^\circ$, тогда как мелкие обнаруживают зональность в ядре $2V=+53^\circ$, а на периферии $+54^\circ 5$. Это закономерное увеличение угла оптических осей пироксена стоит, повидимому, в связи с постепенным изменением химического со

става минерала во время роста неделимых, повидимому, в направлении увеличения содержания CaSiO₃ и приближения к диопсиду.

Пальнейшие особенности минералогического состава и структуры могут быть охарактеризованы следующими чертами. Плагиоклаз обычно зонален. В породе (обр. № 813) плагиоклаз, при среднем составе № 62. в ядре достигает № 76, тогда как на периферии отвечает № 54 (10 замеров). Зональность плагиоклаза наблюдается и в габбро-аплите № 773. где в ядре развит № 51—56, а в краевой зоне № 46—50 (10 замеров). В габбро-порфирите обр. № 786 плагиоклаз содержит нацело соссюритизированное ядро, тогда как краевые зоны обладают последовательно составом №№ 51—44—48—44. Во втором поколении в одном случае наблюдалась зональность с ядром № 61 и зонами №№ 56, 47 и 37, причем резкий скачок наблюдается при образовании зоны № 47. Большинство других зерен второго поколения дало состав № 47-48. Отсюда можно сделать вывод, что, повидимому, ядра порфировых выделений были также не кислее № 56. но что при дальнейшей кристаллизации породы при образовании основной массы они были соссюритизированы, и сохранились лишь краевые зоны, соответствующие составу мелких зерен основной массы. Габбро-норит-порфирит обр. № 725 содержит нацело соссюритизированные плагиоклазы.

Структура в мелкозернистых разностях пород аплитовая. Величина зерна колеблется в пределах 0.5—0.7 мм. Степень оформления пироксена и плагиоклаза в общем одинакова, но в мелких зернах пироксен слегка отстает от плагиоклаза, и его зернышки занимают участки между плагиоклазами, вклиниваются между ними или вдаются в них коррозионными вростками, состоящими из агрегата зерен. Гиперстен очень часто замещается вторичными минералами. Так, в соссюритизированном габбро-норит-порфирите обр. № 725 он почти нацело замещен хлоритом, в других случаях (обр. № 786) — хризотилом. Обыкновенная зеленая роговая обманка образуется по периферии как вкрапленников пироксена, так и его зерен в основной массе. Она образует также сложные симплектитовые вростки в пироксене и самостоятельные выделения. Во всех этих формах она сопровождается магнетитом, что свидетельствует о том, что оба минерала образовались из последних остатков магмы, насыщенных водою и другими летучими компонентами, одним из свидетелей наличия которых является сопутствующий им апатит. Эта парагенетическая ассоциация минералов очень часто проникает между зернами плагиоклазов и корродирует их. Биотит, когда он встречается, ассоциирует с этими минералами. В богатом плагиоклазом габбропорит-порфирите (обр. № 786) наблюдаются ясные признаки офитовой структуры, обусловленной, во-первых, тем, что в этой породе плагиоклаз на ходится в количестве, значительно превышающем эвтектику диопсид — плагиоклаз, во-вторых, тем, что огромное большинство темноцветных минералов представлено здесь зеленой роговой обманкой. выделяющейся везде позднее основного плагиоклаза. норит-аплите (беербахите) обр. № 773 наблюдаются другие особенности \mathbf{B} ней имеются мельчайшие включения кристалликов и округлых зерен магнетита, роговой обманки и пироксена в плагиоклазах; последние в свою очередь встречаются в пироксене. Такие отношения возможны при одновременной кристаллизации анхиэвтектического Однако возможно и то, что эти оригинальные особенности являются следствием роговиковой перекристаллизации внешней коры охлаждения под влиянием внутренних еще горячих масс.

Остается еще осветить особенность структуры полосатого габбро-норита (обр. № 674). Граница между меланократовой и лейкократовой частями пород не резкая. Меланократовая часть мелкозерниста (0.5 мм) и содержит крупные до 1.5 мм, реже до 3 мм, неправильные зерна плагиоклаза и гиперстена, корродированные основною массою. Среди последней плагиоклаз и темноцветные минералы развиты в одинаковых количествах. Меланократовые компоненты запаздывали во время выделения, особенно роговая обманка и магнетит, тогда как отношения плагиоклаза и пироксенов ближе к аплитовым. Роговая обманка корродирует и цементирует зерна плагиоклазов, замещает их и сопровождается магнетитом.

Лейкократовая часть породы сходна по структуре с вышеописанной. Магнетит в ней образует извилистые прожилки, цементирующие плагио-клазы. Магнетит окружен каймами роговой обманки. По составу эта часть

породы близка анортозитам.

Подводя итоги, можно отметить близость составов мелкозернистых и порфировидных разностей габбро-норитов и среднезернистых. В последних несколько меньше биотита, но в индивидуальных подсчетах и в среднезернистых разностях иногда биотита нет или его мало. Для такситовой полосатой разности пород (обр. № 674) интересно отметить сходство с габбро-порфиритом (обр. № 725). Общий состав породы в последнем близок к темным частям породы обр. № 674, а состав основной массы обр. № 725—к лейкократовым частям обр. № 674. Разница лишь в том, что в составе породы № 674 малую роль играет пироксен, большое же значение имеют роговая обманка и гиперстен, а в лейкократовой части магнетит. Можно предположить, что лейкократовая часть породы № 674 является остаточным продуктом дифференциации меланократовой части. Однако этому противоречит одинаковый состав плагиоклаза обеих частей. Возможно, что дифференциация произошла еще до кристаллизации плагиоклаза или

Таблица 11 Минералогический состав габбро нормального ряда (в %)

				Мине	рал	ы			·· <u>-</u> -
М образдов	Плагионлаз	№ плагио- клаза	Диаллаг	Рогован обманка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Примечание
834 729 731 635	68.62 69.73 85.33 37	54 51 73 65	12.18 3.28 9.94 63	16.28 23.45 2.73 амфи- бол	0.51 0.01 0.02	1.95 3.41 1.98		0.46 0.12 —	Среднезернистые раз- ности
753 754 768 766 714 244 569	49.83 52.78 55.55 60.67 74.51 74.65 73.56	51 60 53 48 49 53 62	49.37 32.07 11.80 14.18 22.69 3.55 1.72	32.65 23.92 19.25 21.65	0.33 .55 0.35 0.23 0.15	0.22 3.60 сл. 0.60 2.13 2.15 2.91	0.25 - 0.03 0.44 - 0.13	сл. 0.25 — 0.25 0.03	Габбро-аплиты и габбро-порфириты

Примечания: № 834 — юго-восток 134 квартала; № 729 — середина западной части 156 квартала; № 731 — северо-запад 134а квартала; № 635 — 179 квартал, юго-западный угол; № 753 — северо-восток 111 квартала; № 754 — квартал 111, середина по дороге; № 768 — квартал 112, на Кушвинском тракте; № 766 — квартал 112, левый берег р. Тагила; № 714 — квартал 110, у восточной просеки; № 244 — квартал 184; № 569 — середина 259 квартала.

частью одновременно с нею путем выделения и концентрации в темном слое пироксеновых кристаллов, выделившихся в изобилии в обр. № 725 и имеющихся в меланократовой части обр. № 674. Однако, благодаря большему количеству летучих компонентов в меланократовой части породы эти порфировые выделения были на поздней стадии резорбированы и вместо них кристаллизовалась роговая обманка.

7. Нормальные габбро

Среди горных пород группы нормального габбро различаются среднеи мелкозернистые и порфиритовые разности. Минералогический состав их представлен табл. 11.

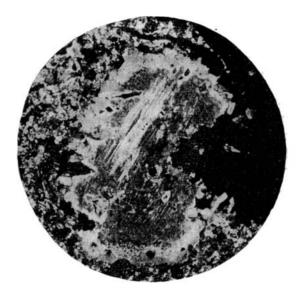
В эту группу нами включены разности, содержащие более 1% пироксена. Из них некоторые, как например, обр. № 244 и 729, можно было бы отнести к роговообманковым разностям. Интересно наличие в этих породах небольшого количества биотита. Титанит пользуется ничтожным распространением. Весь титан связан в этих породах, повидимому, с темноцветными минералами и особенно с магнетитом. Оптические свойства минералов помещены в табл 12.

Таблица 12 Оптические свойства минералов группы нормального габбро

Managara									
Минералы	834	731	754	766	714				
Дшаллаг 2V	+58° 41° 0.021	- 38° 0.029	38°		 44° 				
Роговая обманка 2V	$\begin{bmatrix} -73^{\circ} \\ 14^{\circ}.5 \\ 0.027 \end{bmatrix}$	 	_	- -	<u>-</u>				

Состав плагиоклазов описываемых пород колеблется в очень широких пределах (№ 48-73). В зернистых разностях он иногда зонален, причем в ядре является немного более основным. Конкретные замеры некоторых зерен показали: обр. № 729 — в ядре № 47—49, на периферии № 51—53; обр. № 834 — в ядре № 58, на периферии № 50. В габбро обр. № 731 наблюдается плагиоклаз от № 86 до № 62. В некоторых разностях плагиоклаз сильно соссюритизирован (обр. № 734), и тогда в остатках его был замерен состав № 45. Другие разности очень свежи и в них наблюдалось небольшое количество серицита. Иногда (обр. № 834) соссюритизация наблюдается в ядре крупных порфировидных выделений. Величина их достигает 6 мм при среднезернистой основной массе (0.5-3 мм). В ней также наблюдается два поколения минералов. причем второе поколение теснится между более крупными кристаллами. Второе и третье поколения плагиоклазов совершенно не затронуты соссюритизацией. Диаллаг развит во втором поколении, тогда как зеленая роговая обманка только в третьем поколении. Чрезвычайно наглядны реакционные отношения между диаллагом и роговой обманкой, которая замещает диаллаг зернистыми агрегатами и тонкими симплектитовыми вростками. В них она сопровождается магнетитом и апатитом, тогда как биотит образует тонкие чешуйки, вторичные по амфиболу.

Описанные соотношения можно объяснить следующим образом. Вначале выделились крупные кристаллы плагиоклаза. Далее следовала кристаллизация плагиоклаза и диаллага, которые образовали второе поколение. Во время этого процесса плагиоклаз первого поколения был соссюритизирован в ядре. Кристаллизация роговой обманки, вероятно, началась еще во время кристаллизации второго поколения, причем диаллаг стал замещаться амфиболом. Третье поколение характеризуется выделением плагиоклаза и роговой обманки, магнетита и апатита. Из них роговая обманка является позднейшим компонентом. Тремя стадиями формирования породы объясняются и широкие колебания в составе плагиоклаза.



Фиг. 12. Габбро-порфирит. Квартал 259. Вкрапленники пироксена в состоянии замещения уралитом, образующим кайму около пироксена и проникающим по спайности. × 20, николи +.

В других крупно- и среднезернистых породах, хотя порфировой структуры и не наблюдается, тем не менее последовательность выделения минералов сохраняет тот же характер. Иногда зеленая роговая обманка не только имеет вид прожилков и промежуточных выделений между плагиоклазами, но и внедряется в их трещинки, ясно подчеркивая тем поздний характер выделения. В породах с сохранившимся пироксеном ясно видно его отставание во времени или в скорости выделения и образование аплотриоморфных форм, стремящихся к офитовой структуре.

Иногда наблюдается ассоциация биотита с магнетитом. Из вторичных минералов изредка встречается немного пеннина и лейкоксена по рудному

минералу, повидимому, титаномагнетиту.

Порфировидные краевые фации габбро-порфиритов или их жильные образования характеризуются следующей структурой. Порфировые выделения обычно принадлежат плагиоклазу, иногда плагиоклазу и диаллагу (обр. № 244). В последнем случае состав плагиоклазов первого поколения в ядре был определен как № 62, а на периферии № 56. Плагиоклаз второго поколения был определен как № 42. Величина вкрапленников достигает 2 мм. Они очень многочисленны. От диаллага, однако, сохранились лишь ничтожные обрывки среди агрегатов взаимно прорастающих зерен

зеленой роговой обманки (фиг. 12). Удлиненные столбчатые плагиоклазы первого поколения также сильно изменены соссюритизацией и серицитизацией, тогда как в основной массе с величиною зерна 0.1—0.3 мм плагиоклаз свеж. В основной массе встречается как диаллаг, так и зеленая роговая обманка. Последняя господствует и связана с магнетитом. Плагиоклаз к ним идиоморфен.

Таббро-порфирит (обр. № 569) характеризуется вкрапленниками плагиоклаза размерами 0.5 × 1 мм, обычно не вполне оформленными на краях
зерен и ограненными лишь по отношению к роговой обманке. Вторая генерация (0.05—0.2 мм) состоит по существу из роговой обманки, плагиоклаза
и магнетита. И здесь роговая обманка и магнетит являются отставшими
в оформлении зерен. Роговая обманка располагается между зернами плагиоклаза, охватывает их и дает иногда крупные зерна, образовавшиеся, повидимому, путем собирательной кристаллизации. Там, где она образует
такого рода крупные пойкилитовые зерна, плагиоклаз первого поколения
по отношению к ней идиоморфен. Это служит некоторым основанием считать ее магматическим выделением позднего периода кристаллизации, а не
метаморфическим образованием. Место пироксена в порядке выделения
неясно. Его мало, но кажется, что он одновременен плагиоклазу первого
поколения. Как и везде, магнетит связан парагенетически с роговой
обманкой.

Мелкозернистые аплитовидные габбро обычно обладают величиною зерна 0.1-0.5 мм. Они являются как бы основной массой габбро-порфиритов. Среди них есть то более, то менее меланократовые разности, причем всегда они довольно богаты роговой обманкой, выделение которой характеризуется ее реакционным развитием за счет пироксена и дементирующим характером развития относительно плагиоклазов. Иногда наблюдаются каплевидные пойкилитовые включения последних в роговую обманку. Наблюдаются иногда также каплевидные включения пироксена.

Структура мелкозернистого габбро (обр. № 635) габбровая, так как господствующим темноцветным компонентом в нем является диаллаг. Роговая обманка выделилась в двух формах. С одной стороны, это тончайшие игольчатые включения в плагиоклазе с характерными поперечными сечениями, то изолированно, то группами наполняющие кристаллы свежего плагиоклаза. Другая форма развития амфибола связана с местным изменением пироксена в агрегаты актинодита, имеющие с краев псевдоморфоз лучистую, а в центре мелкозернистую роговиковую структуру. Лучистые агрегаты имеют мирмекитоподобные вростки зеленой шпинели. В прилегающих частях породы плагиоклаз частично соссюритизирован. Зерна пироксена одеваются оболочками роговой обманки, пронизываются ее тонкими симплектитовыми вростками, соединяющимися около включений плагиоклаза в диаллаге в сплошные каймы. В некоторых породах (обр. № 744) пироксен, амфибол и особенно магнетит образуют мельчайшие каплевидные включения в плагиоклазе. Вторичными минералами во всех этих породах в том или ином количестве являются соссюрит по плагиоклазу и пеннин, иногда вместе с титанитом, по пироксену и по биотиту.

Как видно из описания, аплитовидные и порфиритовые фации габбро тесно связаны с среднезернистыми по составу и структуре и представляют собой отчасти жильные, а отчасти периферические фации массива, что справедливо для случаев их развития на больших площадях. Пойкилитовые структуры их связаны или с особыми условиями их кристаллизации или с позднейшей перекристаллизацией. В первом случае только образование эмульсий при ликвации расплава с предшествующим переохлаждением могли бы объяснить подобные каплевидные включения пироксена, амфибола и магнетита в плагиоклазе. Объяснение развития этих оригинальных структур роговиковой перекристаллизацией более правдоподобно.

8. Роговообманковые габбро

Породы ряда нормального габбро, как видно из предшествующего изложения, тесно связаны переходами с роговообманковыми габбро. Состав последних дается в табл. 13.

Минералогический состав роговообманковых габбро (в %)

Таблица 13

	Минералы												
М образцов	Плагиоклав	№ плагио- клаза	Диаллаг	Амфибол	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Kbapu	Эпидот	Серицит	Лимонит	Примечание
736 551 832 649 699 803	29.52 38.86 46.25 58.3 69.59 86.83	53 68 64 49	0.8	68.87 60.68 51.66 38.2 23.31 11.09		0.42 0.03 2.09 2.7 3.24 0.73	0.17 0.11 - - 0.01		_ _ _ _ _ 0.54	0.37 - - 3.62	- - - 0.05	0.39	Средне- зернистые
831 831 560 549	49.5 62.25 61.47	75 75 47 50	0.16	46.9 34.18 32.91	— — —	3.4 3.39 4.91	 	0.21 0.02 0.19			_ _ _ _	<u> </u>	Мелко- зернистые разности

Примечания: № 736— квартал 81, на вершине горы к востоку от р. Каменки; № 551— квартал 284, в 600 м к западу от Висимоуткинского тракта; № 832—на дороге на западе 156 квартала; № 649—северо-западный угол 206 квартала, урочище Старак Грива; № 699— северо-западный угол 83 квартала, на дороге близ широтной просеки; № 803— квартал 182, в западной трети, к северу от р. Выи; № 831— на дороге на западе 156 квартала; № 560— середина 286 квартала.

Оптические свойства амфибола роговообманковых габбро:

1		
c Ng 15° 19° 16° 2V -76° -77° -	6° 16°	_ 80°

Плагиоклаз в среднезернистых разностях образует в бедных им породах неправильные зерна, равные по величине зернам уралита (обр. № 736) или более мелкие. Он встречается обычно в виде двойников по альбитовому, периклиновому и карлсбадскому законам. В породах со средним содержанием плагиоклаза (обр. №№ 551 и 832) плагиоклаз и роговая обманка одинаково оформлены, в обр. № 832 плагиоклаз оформлен несколько лучше, но структуру можно назвать типичной габбровой. Но уже в богатых плагиоклазами разностях (обр. №№ 699 и 803) наблюдается резко выраженное лучшее оформление плагиоклазов, причем роговая обманка играет рольцементирующего минерала. Плагиоклаз иногда зонален (обр. № 649) и обладает в ядре составом № 70, на периферии № 63 или в обр. № 832 в ядре № 80, на периферии № 68 до 50. В габбро обр. № 551 в ядре

измерен состав № 66, а на периферии № 40. В других случаях он не зонален.

Пироксен сохранился местами в остатках среди вторичной по нему роговой обманки. Последняя иногда имеет вид волокнистого светлозеленого уралита (обр. № 736), в других случаях плотной и компактной зеленой роговой обманки, иногда заместившей пироксен крупными зернами, или же агрегатами мелких зерен, неправильно прорастающих друг друга, причем часто среди этих псевдоморфоз диаллаг исчезает вовсе и о прежнем его существовании свидетельствуют взаимные прорастания выросших при автометаморфизме зерен амфибола. Кроме псевдоморфоз по пироксену та же роговая обманка образует и самостоятельные выделения обычно поздней генерации.

Биотит является следующим реакционным членом ряда и образует мелкие листочки коричневого цвета, иногда замещенные пеннином и вторичные по роговой обманке, или развившиеся венчиками около магнетита. Последний всегда является спутником роговой обманки и связан с нею парагенетически. Титанит встречен редко в виде зерен или их скоплений. часто в связи с магнетитом или с роговой обманкой. В тех случаях, когда зерна рудного минерала приходят в соприкосновение с плагиоклазами, около магнетита наблюдаются реакционные каймы фистацита. Эпидотизация плагиоклазов наблюдается также иногда и в связи с роговообманковыми зернами или полосами, причем с удалением от них внутрь плагиоклаза железа, повидимому, было недостаточно, и эпидот сменяется клиноцоизитсм, образуя соссюритовые полосы и прожидки. Апатит развит обычно в крупных неправильных или идиоморфных зернах, парагенетически всегда связанных с роговой обманкой и магнетитом. Плагиоклазы в той или иной, обычно незначительной степени подверглись соссюритизации.

В описанном типе структуры ясно выступает парагенетическая ассоциация роговой обманки с магнетитом, биотитом, апатитом и титанитом. Эта ассоциация минералов образует поздние продукты кристаллизации в породах, содержащих значительное количество плагиоклазов. Она свидетельствует о том, что задержка их образования была обусловлена их относительно малым количеством и наличием летучих компонентов в их составе. В таких породах, как порода обр. № 803 с 86 % плагиоклаза, темноцветные компоненты образуют выполнения промежуточных пространств между кристаллами плагиоклаза, а иногда имеют характер прожилков, цементирующих зерна плагиоклаза или вторгающихся в них и разделяющих зерна на изолированные части. С этим процессом связана и соссюритизация плагиоклаза, чем подчеркивается автометаморфический характер этого процесса. Иногда плагиоклаз подвергается легкой серицитизации. Интересно также отметить наличие в плагиоклазах некоторых пород бесчисленных волосовидных кристалликов рутила. Среди описываемых пород имеется один представитель кварцевых габбро. В этих породах кварц тесно связан также с роговой обманкой и образует с нею прорастания.

Среди ряда пород (обр. № 551) наблюдается порфировая структура, причем в бедных плагиоклазом разностях плагиоклаз второго поколения разъедает прожилками вкрапленники амфибола. Однако уже в породах с содержанием 58% плагиоклаза последний образует удлиненные, вытянутые по одному направлению кристаллы (до 2 мм). К первой же генерации относится и пироксен, от которого осталось несколько зерен внутри роговообманковых псевдоморфоз.

Основная масса описываемой породы характеризуется аплитовой структурой. Вначале кристаллизация пироксена и плагиоклаза протекала одновременно как в первую стадию образования вкрапленников, так и во вторую, — во время кристаллизации основной массы. Однако потом

наступил момент начала кристаллизации роговой обманки и ее спутников; зерна пироксена почти нацело были замещены амфиболом, кристаллизовавшимся совместно с плагиоклазом.

Структура мелкозернистых аплитовидных разностей сходна со структурою основной массы габбро-порфиритов. Однако и здесь при наличии достаточно большого количества плагиоклаза (50%) он обнаруживает некоторое преимущество роста, хотя и не дает идиоморфных граней, оттесняя амфибол с его спутниками в промежуточные цементирующие массы. И здесь амфибол частично вторичен по пироксену, кристаллизовавшемуся одновременно с плагиоклазом.

Совершенно особо стоит такситовое габбро обр. № 831. В нем наблюдается мелкозернистая и среднезернистая часть. Граница между ними довольно резкая. Мелкозернистая разность является также более меланократовою. Она обладает ясно выраженной директивной текстурой параллельно контакту обеих частей породы, чего нет в среднезернистой разности. Среднезернистая часть породы состоит из зерен, размером 0.2 до 3 мм, и имеет аплитовидную структуру. Зерна плагиоклаза чрезвычайно тонко сдвойникованы по альбитовому, периклиновому и карлсбадскому законам. Роговая обманка обычно имеет вид неправильных зерен, часто защемленных между плагиоклазами или с пойкилитовыми их включениями. Между крупными выделениями этих минералов местами развито их второе поколение, корродирующее более крупные зерна. Магнетит ассоциирует всегда с амфиболом. В крупных зернах плагиоклаза наблюдаются игольчатые черные включения, повидимому рутила, а в амфиболе изредка видны реликты пироксена.

Мелкозернистая часть (0.05—0.3 мм) тоже аплитовидна, ясно сланцевата. Разницы в составе плагиоклаза не замечено. К ней приурочено много апатита. Она богаче амфиболом и содержит выделения более крупных зерен плагиоклаза (до 1 мм), иногда их сростки с роговой обманкой, напоминают ксенолиты. Они корродированы основною массою. Из соотношений следует, что мелкозернистая порода является продуктом более поздней кристаллизации или перекристаллизации породы, сходной с этими включениями. Она корродирует среднезернистую породу и богаче апатитом и темнодветными минералами.

Подводя итоги, можно сказать, что роговообманковые габбро являются одною из стадий кристаллизации горных поред массива, характеризующейся сравнительно поздним временем окончательного затвердевания. Если уже в нормальном габбро роговая обманка иногда играла важнейшую роль, то здесь ее значение возросло в значительной степени. Однако, как это видно по составу плагиоклаза, и здесь есть члены, кристаллизация которых должна была начаться очень рано, отчасти совместно с пироксеном. Но эта кристаллизация для темноцветных компонентов, благодаря содержанию летучих компонентов, затянулась до пункта реакции пироксен — амфибол и кристаллизация последнего сильно запоздала сравнительно с плагиоклазами. Только в меланократовых разностях (29—40% плагиоклаза) соотношения таковы, что темноцветные, сначала в виде пироксена, начали кристаллизацию ранее плагиоклаза.

9. Соссюритовые габбро

Соссюритовые габбро пользуются широким распространением на территории массива. Их минералогический состав дан в табл. 14.

Как видно из таблицы, среди соссюритовых габбро есть представители различных габбровых пород, но преобладают роговообманковые разности. В числе изученных типов присутствует один член габбро-норитового ряда

<u> </u>												
	Минералы											
 М образцов	Соссюрит	Диаллаг	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Парит	Ильменит	Кварц	Хлорит	Примечание
678 680 680 683 829 684 645 645 672 716 827 616 679	29.1 34.32 34.7 34.8 37.94 39.65 41.66 42.87 46.52 48.46 50.08 54.00 59.3	2.47	38.51	3.10	0.04 1.2 0.06 0.76 0.79 - 2.67 - - - 1.07	0.07 - - 2.70 1.70 1.75 - - - -	0.9 0.05 0.41 0.42 0.02 1.20 -	_	0.90			Вся порода Основная масса
670 563 533 528 304 584 654 640 647	60.11 60.52 60.91 61.4 63.53 65.55 70.2 71.25 71.31		37.72 36.81 36.68 36.5 33.72 31.30	- 1.81 -	1.25 2.49 0.60 1.2	-).92 -).9 - - - - - -		2.75 0.05 - 2.86	- 0.18 - - - - - - - -		
582 618 523 758 825 671 723 622	77.9 91.3 56.62 56.84	19.71	22.11 20.2 42.58 41.63 31.47	_	-0.87	$\begin{bmatrix} - \\ - \\ 3 \\ .80 \end{bmatrix}$	- 0.1 - 0.22 - 0.30		- 1.8 - - - -			Гиперстена 14.54

П.р име чания: № 678— северо-восток 153 квартала; № 680— середина восточной части 153 квартала; № 683— юго-восток 131 квартала; № 829— квартала 205; № 684— середина 131 квартала, на дороге; № 645— юго-западный угол 232 квартала, к востоку от рч. Шумихи; № 672— северо-запад 180 квартала; № 716— северо-восточная часть 131 квартала, на дороге; № 827— Акинин Бор, 205 квартал; № 616— 257 квартал; № 679— северная часть 153 квартала; № 670— южная часть просеки 153—154; № 563— восточная часть квартала 260; № 533— юго-западная часть 258 квартала, юго-восточный склон горы Елевой; № 528— просека 282—283 кварталов; № 304— к западу от горы Белый Камень; № 584— просека 259—284 кварталов; № 654— просека 178—179 кварталов; № 640— юго-западный угол 232 квартала; № 647— просека 232—233 кварталов; № 680— северо-западный угол 235 квартала; № 618— 232 квартал; № 523— квартал № 307, на Висимском тракте; № 758— юго-западный угол 111 квартала, на дороге; № 825— квартал № 205; № 671— северо-запад 180 квартала; № 723— квартал № 106, юго-восточный угол, северо-западный склон горы Малый Шихан; № 622— холмы восточнее скитов.

и один — кварцевых габбро. В отношении содержания меланократовых компонентов здесь наблюдаются все члены ряда, которые были констатированы и для других пород.

Плагиоклаз описываемых пород нацело соссюритизирован. В некоторых случаях оставшийся базис плагиоклаза, переполненный мельчайшими зернышками клиноцоизита, определен как альбит по погасанию ⊥ Np = 17°.5, что дает № 3. В одном случае в остатках сохранился и более основной плагиоклаз, определенный по погасанию на разрезе ⊥ (010) + 18° как № 35, но вероятно также не отражающий первоначального состава породы. Соссюрит обычно представлен полупросвечивающими массами цоизита, иногда с примесью чешуек серицита и зерен эпидота, иногда образующих прожилки в массе соссюрита. В некоторых случаях по плагиоклазу образовался также пеннин.

Диаллаг сохраняется довольно часто. Он обладает типичной отдельностью по [100] и погасанием $cNg=43^\circ$. Обычно он в сильной степени замещен роговой обманкой. Последняя обладает обычными свойствами. Ее окраска чаще светлозеленая, но иногда темнозеленая. В псевдоморфозах по диаллагу наблюдается иногда актинолит в зернистых агрегатах. Иногда образуется коричневая роговая обманка. Биотит встречается редко, в обычных формах мелких светлокоричневых листочков, вторичных по роговой обманке. Ассоциация с роговой обманкой магнетита и апатита наблюдается и здесь, как и в других габбро.

Структура соссюритовых габбро сильно варьирует. Часто это массивные крупно- или среднезернистые породы, которые отличаются от нормальных разностей габбро только наличием соссюритизации плагиоклаза. Но иногда процесс метаморфизма приводит к некоторой миграции материала. Актинолитовые волокна и хлоритовые прожилки врастают в плагиоклазы, резкая граница между их зернами и зернами темноцветных нарушается и происходит смешение вторичных компонентов, образовавшихся по плагиоклазу и пироксену. Однако такие случаи наблюдаются редко.

Гораздо чаще амфибол имеет характер или нормально реакционно-развившихся зерен по пироксену в течение магматического периода, или самостоятельных выделений, подобно роговообманковым габбро. В мелкозернистых габбро обр. № 723 наблюдаются, кроме диаллага с cNg=41°, псевдоморфозы талька и бастита, повидимому, по ромбическому пироксену; к этим минералам в псевдоморфозах примешиваются также прожидки хлорита, аналогичные прожилкам хризотила, от которого хлорит отличается ясным плеохроизмом в зеленоватых тонах. Многие разности этих пород обладают ясно выраженной сланцеватостью и относятся уже к категории габбро-амфиболитов. Интересна структура габбро обр. № 680. В нем видны два рода участков, — крупнозернистые с величиною зерна около 5 мм и мелкозернистые (0.2-0.5 мм). Крупнозернистые участки обладают нормальной габбровой структурой с диаллагом, почти нацело замещенным светлозеленой роговой обманкой, образующей в остатках пироксена многочисленные сложные симплектитовые вростки. Мелкозернистые участки не содержат пироксена, а состоят из зернистых агрегатов того же амфибола, образующего сплошные участки, среди которых выдаются группы мелкозернистых агрегатов соссюритизированного плагиоклаза с зажатыми между ними зернами роговой обманки. Вероятно, эта грануляция зерен плагиоклаза и амфибола является следствием динамометаморфизма, так как гранулированные полоски, параллельные контакту обеих пород, наблюдаются и в среднезернистой разности, тем более, что соссюритовые зерна в мелкозернистых участках вытянуты в струйки или имеют линзовидную форму. Они образовались за счет монокристаллов крупнозернистой породы, и величина их соизмерима с монокристаллами не метаморфизованной части.

Массивное габбро обр. № 684 обладает типичной габбровой структурой. Титанит в нем образует скопления зерен и кристаллов в амфиболе и соссюрите. Пирит встречается в скоплениях и зернах вместе с титанитом В габбро обр. № 672 местами наблюдается офитовая структура, но в других частях породы ясно выражена сланцеватость. Роговая обманка светлозеленая и образует агрегаты взаимно прорастающих зерен, образовавшихся за счет пироксена. Наблюдаются псевдоморфозы пеннина по ильмениту с сохранением ромбоэдрических спайностей первичного минерала, по которым развились рудные зерна, повидимому магнетит. В породах, содержащих кварц, последний играет ту же роль, какая отмечена для роговообманковых габбро. Он прорастает с роговой обманкой, выполняя промежутки между идиоморфными зернами соссюритизированного платиоклаза.

Несмотря на часто наблюдающуюся сланцеватость, описываемые породы обычно сохранили все признаки структуры, свойственные габбро района. В богатых полевым шпатом породах наблюдается сильное запаздывание выделения амфибола. Связь с последним магнетита и апатита обычна. Все это свидетельствует о том, что процесс метаморфизации происходил в последние стадии кристаллизации пород, и сландеватость была приобретена вследствие давления, пережитого породами во время кристаллизации амфибола.

Среди соссюритовых габбро имеются и продукты изменения мелкозернистых габбро-аплитов и габбро-порфиритов. Так, в обр. № 723 мелкозернистая порода представляет габбро-норит, подвергшийся полной соссюритизации с образованием цоизита и серицита. Темноцветные компоненты связаны друг с другом, образуя сеть между плагиоклазами. Псевпоморфозы талька, бастита с примесью хлорита по ромбическому пироксену развиты одинаково с диаллагом. Роговая обманка играет меньшую роль и образует неправильные зерна, окружающие пироксены, а в крупных зернах их дающие многочисленные симплектитовые вростки. С нею связаны и медкие зерна магнетита. Порода обр. № 825 обладает типичной аплитовой структурой. В обр. № 622 соотношения роговой обманки и плагиоклаза свидетельствует о более позднем развитии амфибола, хотя и плагиоклаз тоже оформлен лишь немного лучше. Однако он стесняет амфибол, который в виде мелких Зерен зажат между плагиоклазами и внедряется в них. Спутниками роговой обманки являются титанит и апатит, в виде кристаллов или неправильных зерен. Вторичные минералы представлены клинохлором по роговой обманке и эпидотом.

Габбро-порфирит № 645 обладает двумя поколениями амфибола. Роговая обманка первой генерации образует крупные зерна, удлиненные по [001] с неправильными внешними контурами. Иногда она корродирована мелкозернистою плагиоклазовой основною массою. Центральные части выделений содержат многочисленные рудные частицы с признаками идиоморфизма включающих их ядер амфиболовых зерен. Внешняя зона свободна от включений. Величина зерна основной масссы с панидиоморфной структурой 0.5 мм. Роговая обманка дает изредка грани призмы. С полевыми шпатами основной массы связаны многочисленные кристаллы и зерна апатита, титанита и магнетита. Иногда около последнего развивается кайма титанита. Плагиоклаз альбитизирован и переполнен мельчайшими кристалликами роговой обманки. Порода имеет следы воздействия метаморфизма, не только динамического, но и пневматолитического, с образованием титанита и апатита, а также кристалликов амфибола. Здесь мы имеем редкий случай порфировых выделений амфибола и коррозии их со стороны плагиоклаза второй генерации. В связи с этим следует отметить бедность этой породы плагиоклазом. Как мы видели, подобные породы и среди других групп габбро характеризуются отставанием во времени выделения плагиоклазов.

Типичные магматические минералы характеризуют те метаморфические стадии изменения, какие наблюдаются в этих породах. Поэтому нет

Плагиоклаз описываемых пород нацело соссюритизирован. В некоторых случаях оставшийся базис плагиоклаза, переполненный мельчайшими зернышками клинопоизита, определен как альбит по погасанию ⊥ Np = 17°.5, что дает № 3. В одном случае в остатках сохранился и более основной плагиоклаз, определенный по погасанию на разрезе ⊥ (010) + 18° как № 35, но вероятно также не отражающий первоначального состава породы. Соссюрит обычно представлен полупросвечивающими массами цоизита, иногда с примесью чешуек серицита и зерен эпидота, иногда образующих прожилки в массе соссюрита. В некоторых случаях по плагиоклазу образовался также пеннин.

Диаллаг сохраняется довольно часто. Он обладает типичной отдельностью по [100] и погасанием cNg = 43°. Обычно он в сильной степени замещен роговой обманкой. Последняя обладает обычными свойствами. Ее окраска чаще светлозеленая, но иногда темнозеленая. В псевдоморфозах по диаллагу наблюдается иногда актинолит в зернистых агрегатах. Иногда образуется коричневая роговая обманка. Биотит встречается редко, в обычных формах мелких светлокоричневых листочков, вторичных по роговой обманке. Ассоциация с роговой обманкой магнетита и апатита наблюдается и здесь, как и в других габбро.

Структура соссюритовых габбро сильно варьирует. Часто это массивные крупно- или среднезернистые породы, которые отличаются от нормальных разностей габбро только наличием соссюритизации плагиоклаза. Но иногда процесс метаморфизма приводит к некоторой миграции материала. Актинолитовые волокна и хлоритовые прожилки врастают в плагиоклазы, резкая граница между их зернами и зернами темноцветных нарушается и происходит смешение вторичных компонентов, образовавшихся по плагиоклазу и пироксену. Однако такие случаи наблюдаются редко.

Гораздо чаще амфибол имеет характер или нормально реакционно-развившихся зерен по пироксену в течение магматического периода, или самостоятельных выделений, подобно роговообманковым габбро. В мелкозернистых габбро обр. № 723 наблюдаются, кроме диаллага с cNg=41°, псевдоморфозы талька и бастита, повидимому, по ромбическому пироксену; к этим минералам в псевдоморфозах примешиваются также прожилки хлорита, аналогичные прожилкам хризотила, от которого хлорит отличается ясным плеохроизмом в зеленоватых тонах. Многие разности этих пород обладают ясно выраженной сланцеватостью и относятся уже к категории габбро-амфиболитов. Интересна структура габбро обр. № 680. В нем видны два рода участков, — крупнозернистые с величиною зерна около 5 мм и мелкозернистые (0.2-0.5 мм). Крупнозернистые участки обладают нормальной габбровой структурой с диаллагом, почти нацело замещенным светлозеленой роговой обманкой, образующей в остатках пироксена многочисленные сложные симплектитовые вростки. Мелкозернистые участки не содержат пироксена, а состоят из зернистых агрегатов того же амфибола, образующего сплошные участки, среди которых выдаются группы мелкозернистых агрегатов соссюритизированного плагиоклаза с зажатыми между ними зернами роговой обманки. Вероятно, эта грануляция зерен плагиоклаза и амфибола является следствием динамометаморфизма, так как гранулированные полоски, параллельные контакту обеих пород, наблюдаются и в среднезернистой разности, тем более, что соссюритовые зерна в мелкозернистых участках вытянуты в струйки или имеют линзовидную форму. Они образовались за счет монокристаллов крупнозернистой породы, и величина их соизмерима с монокристаллами не метаморфизованной части.

Массивное габбро обр. № 684 обладает типичной габбровой структурой. Титанит в нем образует скопления зерен и кристаллов в амфиболе и соссюрите. Пирит встречается в скоплениях и зернах вместе с титанитом

В габбро обр. № 672 местами наблюдается офитовая структура, но в других частях породы ясно выражена сланцеватость. Роговая обманка светлозеленая и образует агрегаты взаимно прорастающих зерен, образовавшихся за счет пироксена. Наблюдаются псевдоморфозы пеннина по ильмениту с сохранением ромбоэдрических спайностей первичного минерала, по которым развились рудные зерна, повидимому магнетит. В породах, содержащих кварц, последний играет ту же роль, какая отмечена для роговообманковых габбро. Он прорастает с роговой обманкой, выполняя промежутки между идиоморфными зернами соссюритизированного платиоклаза.

Несмотря на часто наблюдающуюся сланцеватость, описываемые породы обычно сохранили все признаки структуры, свойственные габбро района. В богатых полевым шпатом породах наблюдается сильное запаздывание выделения амфибола. Связь с последним магнетита и апатита обычна. Все это свидетельствует о том, что процесс метаморфизации происходил в последние стадии кристаллизации пород, и сланцеватость была приобретена вследствие давления, пережитого породами во время

кристаллизации амфибола.

Среди соссюритовых габбро имеются и продукты изменения мелкозернистых габбро-аплитов и габбро-порфиритов. Так, в обр. № 723 мелкозернистая порода представляет габбро-норит, подвергшийся полной соссюритизации с образованием цоизита и серицита. Темноцветные компоненты связаны друг с другом, образуя сеть между плагиоклазами. Псевдоморфозы талька, бастита с примесью хлорита по ромбическому пироксену развиты одинаково с диаллагом. Роговая обманка играет меньшую роль и образует неправильные зерна, окружающие пироксены, а в крупных зернах их дающие многочисленные симплектитовые вростки. С нею связаны и мелкие зерна магнетита. Порода обр. № 825 обладает типичной аплитовой структурой. В обр. № 622 соотношения роговой обманки и плагиоклаза свидетельствует о более позднем развитии амфибола, котя и плагиоклаз тоже оформлен лишь немного лучше. Однако он стесняет амфибол, который в виде мелких зерен зажат между плагиоклазами и внедряется в них. Спутниками роговой обманки являются титанит и апатит, в виде кристаллов или неправильных зерен. Вторичные минералы представлены клинохлором по роговой обманке и эпидотом.

Габбро-порфирит № 645 обладает двумя поколениями амфибола. Роговая обманка первой генерации образует крупные зерна, удлиненные по [001] с неправильными внешними контурами. Иногда она корродирована мелкозернистою плагиоклазовой основною массою. Центральные части выделений содержат многочисленные рудные частицы с признаками идиоморфизма включающих их ядер амфиболовых зерен. Внешняя зона свободна от включений. Величина зерна основной масссы с панидиоморфной структурой 0.5 мм. Роговая обманка дает изредка грани призмы. С полевыми шпатами основной массы связаны многочисленные кристаллы и зерна апатита, титанита и магнетита. Иногда около последнего развивается кайма титанита. Плагиоклаз альбитизирован и переполнен мельчайшими кристалликами роговой обманки. Порода имеет следы воздействия метаморфизма, не только динамического, но и пневматолитического, с образованием титанита и апатита, а также кристалликов амфибола. Здесь мы имеем редкий случай порфировых выделений амфибола и коррозии их со стороны плагиоклаза второй генерации. В связи с этим следует отметить белность этой породы плагиоклазом. Как мы видели, подобные поголы и среди других групп габбро характеризуются отставанием во времени выделения плагиоклазов.

Типичные магматические минералы характеризуют те метаморфические стадии изменения, какие наблюдаются в этих породах. Поэтому нет

³ труды ИГН, вып. 116

оснований считать их результатом влияния каких-либо посторонних агентов, наоборот, имеются все данные считать их автометаморфическими, в некоторых случаях в сопровождении динамометаморфизма.

10. Габбро-диориты, диориты и сиенито-диориты

Описываемые здесь породы пользуются широким распространением в частях массива, переходных к сиенитам. В них входят разности пород, которые или слишком богаты роговой обманкой при наличии андезина, или, при среднем составе плагиоклаза, являются более основными, чем диориты. Многие из них имеют в составе калиевый полевой шпат и с увеличением его количества постепенно переходят в сиенито-диориты. Последние разности встречаются и независимо от сиенитов среди массива, но всегда в соседстве с габбро-норитами и нередко сами содержат много биотита и ромбический пироксен. В массиве существуют и мелкозернистые, и порфировидные представители этих пород и их такситовые разности. Они большей частью отличаются свежестью. Описываемые породы обычно обладают серым или светлосерым цветом; богатые меланократовыми компонентами породы темносерые. Иногда наблюдается заметная полосчатость.

Минералогический состав этих пород и такситовых разностей дан в таблицах 15 и 16 (стр. 35, 36).

Оптические свойства и формы выделения главнейших минералов в среднезернистых породах таковы. Плагиоклаз иногда зонален. Ядро обычно является более основным. Так, в обр. № 594/1 в ядре состав № 52, на периферии № 37. Все замеры незональных зерен колеблются между этими пределами. В обр. № 851 наблюдаются колебания от № 30 до № 17.

В обр. № 593/2 состав плагиоклаза в ядре № 33—40, на периферии № 37—43, т. е. мы имеем случай обратной зональности. Те же взаимоотношения наблюдались также и в обр. № 771. В диорит-аплите обр. № 688 в ядре состав плагиоклаза № 31, на периферии № 28. Наиболее основные члены ряда, наблюдавшиеся здесь, были определены как № 48, а наиболее частые № 40—41. В диорит-аплите обр. № 693 плагиоклаз в ядре № 44—47, в кайме № 38—39, в обр. № 709 в ядре — № 36—42, в кайме № 41—49. В диорит-порфирите обр. № 543 в ядре № 43, в кайме № 32. Как видно из этих цифр, колебания обычно невелики, причем цифры, приведенные в наших таблицах, являются средними из ряда определений. Колебания отдельных из них объясняются, с одной стороны, зональностью, а с другой — иногда зависят от размеров неделимых, от их неодновременного роста из расплава.

Оптические свойства темноцветных компонентов описываемых пород

выражены в табл. 17 (см. стр. 37).

Структурные черты этих пород обычны. Наиболее меланократовою разностью их является габбро-диорит-порфирит обр. № 516. Его вкрапленники принадлежат плагиоклазу и пироксену. Первый почти нацело замещен серицитом, второй почти полностью амфиболизирован, и только в центре крупных верен сохраняются ничтожные остатки со свойствами диопсида. Крупные двойники зеленой роговой обманки по [100] образовались по таким же двойникам пироксена. Вкрапленники плагиоклаза свежи только на периферии и вдоль прожилков, пересекающих серицитизированные ядра. Вдоль этих прожилков вдаются зерна зеленой роговой обманки; они же развиваются иногда во внутренних частях прожилков. В основной массе плагиоклаза и амфибол образуют аплитовую структуру с несколько лучшим оформлением плагиоклаза. Порода, возможно, претерпела некоторую перекристаллизацию, хотя прожилки плагиоклаза и амфибола и соответствуют составу основной массы. Структура габбродиюрита обр. № 543 аплитовая с несколько лучшим идиоморфизмом пла-

Минералогический состав габбро-диоритов, диоритов и сиенит-диоритов (в %)

	1				Мив	ераз	пы					
М образцов	Плагиоклаз	№ плагио- клава	Ортоклав	Диопсид	Гиперстен	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Клиноцоизит	Примечание
516 543 782 693 761 769 594/1 688 771 290 793/2 856 760 791 783 781 245 775 755 849 784 776 765	38.8 39.64 39.52 50.69 58.22 60.05 60.2 63.39 64.43 66.63 67.75 73.03 73.33 74.73 76.38 76.64 79.83 80.67 84.63 89.93 90.00 91.05 99.43	41 38 13 42 38 32 42 44 39 19 47 34 30 15 44 32 40 28 24 41 36 21 20 28	9.01 0.19 4.85 — 0.72 — — — — — 0.87 0.43	33.6 37.38 0.85 24.1 3.40 17.51 10.04 14.1 27.80 23.67 21.55 18.13 14.15 13.35 22.50 20.68 18.19 11.33 -7.48 5.25	3.81	60.6 58.36 53.22 45.00 — 29.72 — 31.70 19.77 — 1.84 0.96 10.25 — 0.10 16.65 — 9.16 2.12 0.50	3.2 3.10 6.71 11.35 0.4 - 0.02 3.90 1.11 0.15 - 0.06 0.12 0.23 0.60	1.68 1.62 0.44 8.4 7.81 5.8 1.50 0.75 4.91 1.27 2.83 - 2.13 71.00 - 1.66 3.25	0.06 - 1.01 - 0.12 1.30 3.48 0.17 0.15 0.10 0.55 - 0.94 - 0.28	0.06 0.20 1.51 0.01 0.95 0.155 0.44 0.03 0.15 0.30 0.15 0.30 0.15	1.21 	Мелкозернистый » Порфировидный Мелкозернистый » Такси товый мелкозернистый Мелкозернистый Среднезернистый » мелкозернистый мелкозернистый мелкозернистый мелкозернистый мелкозернистый мелкозернистый

Примечания: № 516—квартал 308, в 600 м от западной просеки, в середине; № 543—просека 330—331 кварталов; № 782—северо-западный угол 136 квартала; № 693—северо-запад 133 квартала; № 761—северо-западный склон горы Естюниной; № 769—квартал 112, на юге, на Кушвинском тракте; № 709—квартал 85; № 594/1—южная просека 86 квартала; № 688—гора Баклушина; № 771—квартал 112, западная часть; № 290—северная часть горы Долгой; № 790—квартал 158, на юге, южнее Выйского пруда; № 593/2—северная часть Долгой горы, на просеке; № 856—квартал 184, вблизи гранита и известняков; № 760—гора Естюнина, северо-западный склон; № 791—юг 158 квартала, рч. Кедровка; № 783—квартал 158, к северу от Выйского пруда; № 781—северо-западный угол 136 квартала; № 245—квартал 184; № 775—просека 135—136, средняя часть; № 755—середина 111 квартала; № 849—квартал 158; юго-западный угол; № 784—северо-западная часть 158 кварталя; № 752—квартал 111, Кушвинский тракт близ р. Баранчи; № 702—близ устья р. Малой Горевой; № 851—юго-западный угол 158 квартала; № 776—просека 135—136 кварталов; № 851—юго-западный угол 158 квартала; № 776—просека 135—136 кварталов; № 851—юго-западный угол 158 квартала; № 776—просека 135—136 кварталов; № 765—левый берег р. Тагила в 112 квартале.

гиоклаза. В габбро-порфирите обр. № 782 порфировые выделения принадлежат исевдоморфозам зеленой роговой обманки по пироксену (2—5мм). Основная масса типично аплитовая с ясной полосчатостью вследствие ориентированности зерен амфибола. Плагиоклаз почти нацело соссюритизирован и измеренный состав № 13 отмечается для кислых каемок.

			лы	ера	Мин	4,150			
Примечание	Биотит	Апатит	Титанит	Магнетит	Роговая об- манка	Пяронсен мононлин- ный	№ плагио- клава	Плагионлав	№ образцов
Мелкозер- нистый	_	0.47	0.72	_	_	28.28	38	70.53	756
»	— ·	0.34	0.07	0.31	_	97.05	38	2.23	756
»	0.12	0.15	_	3.25	16.65	_	28	79.83	849

Примечания: № 756— квартал 111, северо-западный склон Естюниной горы; № 849— квартал 158, юго-западная часть его.

В других габбро-аплитах наблюдается та же аплитовая структура при ясной сланцеватости. Очень часто встречаются тонкие пойкилобластические включения магнетита и роговой обманки в плагиоклазе, причем они имеют то каплевидную форму, то развиты в виде идеальных мелких кристалликов.

В разностях, более богатых плагиоклазами, выступает более сильный идиоморфизм последних. При этом в разностях с ромбическим пироксеном моноклинный более ранний, чем ромбический, а вслед за ними образовались магнетит и биотит; роговая обманка предшествует биотиту. Позднее время выделения ромбического пироксена объясняется его железистостью. Очень часто одновременно с выделением магнетита, и особенно биотита, происходит образование антипертитовых вростков ортоклаза в плагиоклазе. В богатых плагиоклазом разностях последний образует хорошо оформленные столбчатые кристаллы, промежутки между которыми выполнены более мелкими плагиоклазами, начавшими свой рост в более поздние моменты кристаллизации.

Степень идиоморфизма постепенно понижается по мере уменьшения величины неделимых. Темные минералы аллотриоморфны. Титанит и апатит связаны большею частью с темноцветными, хотя и обладают идиоморффизмом. В меланократовых породах эти минералы иногда связаны с плагиоклазами. В других разностях пород ортоклаз выполняет остаточные промежутки между плагиоклазами, а иногда в подобных же условиях ассоциируется клиноцоизит или эпидот. Породой, наиболее богатой микроклином, является порода № 771, содержащая 9% микроклина при составе плагиоклаза № 19, как среднем из 11 определений. В этой породе калиевый полевой шпат обладает ясной микроклиновой волокнистостью и содержит небольшое количество пертитовых шнуров. Плагиоклазы характеризуются двумя формами выделения. Одна образует идиоморфные кристаллы, являющиеся ядрами неделимых. Они почти нацело серицитизированы, и только изредка отдельные участки их сохраняются и тогда в них удается определить основной их характер от № 37 до № 50. Самая крайняя зона их всегда свежа. После ее образования следовал резкий перелом в составе выделявшегося минерала и быстрый переход к кислым членам ряда до альбита № 6. Большая часть кристаллов плагиоклаза обросла каймой микроклина. Последний чаще разъедает плагиоклаз. Промежутки между плагиоклазами выполнены микроклином и альбитом в грубопертитовых прорастаниях. Роговая обманка, биотит, титанит и эпидот с магнетитом и кристалликами

Таблица 17 Оптические свойства минералов габбро-диоритов и диоритов

№ образцов							İ		-		 _	
Минералы	516	782	793	761	290	688	771	593/ 2	791	784	756	762
Моноклинный пироксен												
cNg	-	41°	_		-	42.5°	_	-	39°	41°	45°	_
2V	-		_	+63°5	<u> </u>	_	_	+53°.5	+60°	+60°	+68°	+69°
Окраска Ng	- ,	Све	тлый 8	өлөнов	атый	-	_	_		-	-	желтозеленый
Nm	-	б	без плеохроизма				-	_	_	_	_	йинек өв
Np	_	P	или бес	Цветны	ı ŭ	-	_	_		-	_	зеленый
Гиперстен 2V	.	-	57 °	ı —) 50°	_		−47°	_	_		_
% FeSiO ₃	_	_	48	_	58	_	_	62	_	_	_	_
Роговая обманка cNg .	20°.5	-	17°		—	_	_	_	_	_	_	_
Ng - Np .	0.025	_	0.026	_	_	-	_	_	_	· _	_	- .
2V	- .		-81°	-	_	_	-57°.5		-	_	_	_
		ĺ				1 ,						I

апатита образуют выполнения промежутков между кристаллами плагиоклаза. Кайма калиевого полевого шпата около плагиоклаза, развившаяся в результате магматического метасоматоза его кристаллов, также идиоморфна относительно промежуточных выполнений, что подчеркивает их метасоматическую природу. Эта порода по существу является переходной к сиенитам и может быть отнесена даже к ним. Близка к ним и порода, взятая у Кушвинского тракта близ р. Баранчи. Это светлосерая мелкозернистая порода, сходная с сиенитами. На фоне полевого шпата в ней наблюдаются мелкие листочки биотита и черные зернышки других минералов.



Фиг. 13. Прожилки пироксеновой породы в габбро-диорите (обр. № 756) с горы Естюниной.×5, николи +.

В одном прожилке порода обогащена магнетитом, а стенки его инкрустированы этим минералом (обр. № 776).

Полевошпатовая масса породы представляет панидиоморфнозернистую смесь зерен двух поколений, -- более крупные, несколько удлиненные по направлению [001] и мелкозернистая основная масса аплитовой структуры. Зерна (1 мм) диопсида относятся ко второй генера-Они прорезаны прожилками зеленой роговой обманки или биотита. Магнетит и биотит относятся к более поздним минералам этой генерации; они выполняют промежутки, охватывают зерна полевого шпата и разъедают их. Роговая обманка также относится к поздней генерации. В описанном выше прожилке зерна магнетита, охватывая полевые шпаты, протягиваются по прямой линии и отсюда проника-

ют в стороны в плагиоклазы, разъедая их. Это место концентрации остаточных продуктов в контракционной трещине. Апатитовые кристаллы относятся к мелкозернистой части породы. Ортоклаз образует ничтожную примесь в промежуточных пространствах между плагиоклазами, отчасти в виде антипертита.

На горе Естюниной развиты богатые пироксеном и магнетитом габбродиориты аплитовой структуры. Состав их плагиоклаза (№ 38—36) заставляет отнести их в группу габбро-диоритов. Они обладают аплитовой структурой и часто также полосчатостью. Плагиоклаз в них сильно соссюритизирован. Пироксен с $2V = +63^\circ$.5 является диопсидом, а иногда приобретает желтовато-зеленую окраску и 2V = +68, $+69^\circ$ и по свойствам плеохроизма становится близким к эгирин-авгиту. Его угол погасания увеличивается при этом до 45°. Вместе с пироксеном появляется большое количество апатита. Участки и полосы, состоящие из плагиоклаза, близкие к пироксеновым полосам, сильно соссюритизированы. В середине 111 квартала к западу от Кушвинского тракта был взят образец такого габбропиорита, в котором наблюдался прожилок пироксена.

Плагиоклазовые полосы, обогащенные пироксеном, сильно соссюритизированы. Пироксены и плагиоклазы образуют аплитовую структуру породы. Пироксены обычно располагаются в углах между зернами плагиоклазов. Некоторые зернышки пироксена имеют каплеобразную форму и включены в плагиоклазе. Титанит и апатит в главной массе приурочены к меланократовым компонентам. В пироксеновом прожилке имеется 2.23 % плагиоклаза в виде раздробленных зерен, являющихся, повидимому, обрывками прилегающих стенок трещины (обр. № 756) (фиг. 13).

Другая разность такситовых диоритов встречена в юго-западном углу 158 квартала. Полосы и прожилки среднезернистого кварцевого диорита здесь проходят в мелкозернистой темносерой породе состава диоритов (обр. № 849). Мелкозернистые участки напоминают диорит-аплиты, но с несколько более поздним выделением зеленой роговой обманки. Ее зерна располагаются по границам между плагиоклазами или в уголках между ними. То же справедливо и для магнетита. В то же время эти минералы группами встречаются в виде мельчайших каплевидных включений в плагиоклазах. Их сопровождают мельчайшие кристаллики апатита. Возможно, что эти особые структуры являются следствием метаморфизма ксенолитов этой мелкозернистой породы, измененной внедрившимися прожилками кварцевого диорита. Эти своеобразные структуры роговикового типа весьма распространены в мелкозернистых породах. Они описаны были нами для различных габбро, но они значительно более развиты в описываемой группе и еще более интенсивны в более кислых породах массива.

Вероятно, образование пироксеновых прожилков щелочного типа в описанном выше мелкозернистом габбро-диорите с горы Естюниной обусловлено «мобилизацией» этих пород в контакте с сиенитами.

11. Кварцевые габбро и диориты

Кварцевые диориты слагают главным образом восточную окраину массива южнее области распространения сиенитов. Они же широко развиты к западу от горы Долгой, в бассейне рч. Волчевки. Это то темные, то светлые гранитоидные породы. Темные разности являются переходными к габбро, светлые постепенно связаны переходами с плагиогранитами. Кроме сплошных масс, кварцевые диориты нередко вместе с плагиогранитами образуют жильные тела, выстуцающие среди более основных пород.

Минералогический состав кварцевых диоритов дан в табл. 18.

Как видно из этой таблицы, состав этих пород сильно варьирует. Многие из них, особенно те, которые содержат 64—68% плагиоклазов, богаты темноцветными компонентами, в том числе роговой обманкой и магнетитом. Присутствие их компенсирует часто с избытком имеющийся свободный кремнезем и обусловливает отнесение этих пород к кварцевым габбро или габбро-диоритам. С другой стороны, среди пород имеются и такие, которые содержат калиевый полевой шпат иногда в довольно заметном количестве. Они тяготеют к ряду габбро-сиенитов.

Плагиоклазы этих пород варьируют очень широко. Приведенные в таблице цифры являются обычно средними из многих определений различными способами. Состав часто колеблется вследствие того, что плагиоклазы образуют несколько поколений, особенно в порфировых разностях. Зональность также является обычной. Иногда она повторная. Состав зон в породе № 586 варьирует в пределах от № 58 до № 35. В обр. № 691

Минералогический состав кварцевых габоро и диоритов (в %)

,							Миг	ера	лы				•		
№ образцов	Плагионлав	№ плагио- нлава	Диопсид	Гиперстен	Роговая об- манка	Баотит	Магнетит	Твтанит	Апатит	Кварц	Ортонлав	Рутил	Пирит	Ильменит	Эчидот
586 691 726 715 519 850 591 695 852 522 657 710 585 785 609 571 577 682 512 846 502 559 591 513 550 581 770 727 806 718 276 574 717 836 546 777	67.31 69.8 81.31 67.57 64.20 76.00 71.43 63.96 81.45 69.2 44.72 867.83 67.71 77.40 68.85 68.44 74.00 75.65 72.82 60.50 71.68 69.23 62.75 80.29 71.68 69.23 62.75 80.29 72.71 68.53 74.11 64.40 66.75 72.81 67.71 68.53 67.71 71.68	40 	18.50 17.1 8.13 17.75 1.26 19.65 2.77 13.04 3.74 	10.65 	29.80 21.26 11.68 25.8 51.13 8.85 28.83 9.88 15.24 20.55 23.58 7.81 14.43 11.70 13.62 24.98 0.2 0.03 33.21 13.75 19.74 0.25 10.11 6.07 10.11 13.25 26.63	1.79 0.02 	7.31 3.90 0.70 0.73 1.93 3.05 1.27 0.03 1.08 3.65 3.90 0.80 0.011 2.40 0.28 1.50 0.622 0.09 0.015 	0.35 0.09 0.91 0.13 0.1 0.02 0.40 0.35 2.79 1.23 0.25 0.24 0.30 0.30 0.40 0.35 0.25 0.24 0.30 0.35 0.30 0.30 0.40 0.35 0.25 0.30 0	0.1 0.25 0.41 0.53 1.16 1.35 1.44 2.5 2.88 3.00 3.11 3.54 5.47 7.00 7.08 7.87 8.35 8.75 11.25	4.70		2.4	0.82	0.24	

Примечания: № 586—квартал 234, вершина Липовой горы; № 691—гора Малый Шихан; № 726—просека 132—154 кварталов в 400 м восточнее Деминой Елани; № 715—квартал 319 в северо-восточной четверти, на юго-западном силоне Ваклушиной горы; № 519—квартал 309, в 200 м и востоку от р. Сухой Черемшанки, в середине квартала; № 850—юго-западный угол 158 квартала; № 650—квартал 108, гора Баклушина; № 852—юго-восточный угол 157 квартала, в 200 м и северо-востоку от Крестового столба; № 522—просека 309—310, у речки Абрамихи; № 687—квартал 168, гора Баклушина; № 852—юго-восточный угол 157 квартала, в 200 м и северо-востоку от Крестового столба; № 522—просека 309—310, у речки Абрамихи; № 667—квартал 152, в северо-вападном углу в 200 м от Крестового столба; № 710—на дороге в нижнем течении рч. Волчевки, в 200 м восточнее ее; № 585—восточная часть середины 234 квартала; № 785—квартал 157, северо-восточный угол, на дороге у просеки 157—158; № 609—квартал 64 дачи «Урал», к востоку от рч. Чернушки; № 571—середина 259 квартала; № 577—квартал 235; № 682—северо-вапад квартала 153; № 571—середина восточной части 260 квартала; № 566—квартала; № 586—квартала 56; № 513—просека 307—308 кварталов; № 559—середина 284—285, на вершине горы Сорокиной; № 581—вападная часть средней полосы 235 квартала; № 700—квартала 112, Кушвинский тракт; № 727—вападная треть 133 квартала, на дороге; № 806—юго-восточный угол 183 квартала; № 718—дорога в юго-западной части 131 квартала; № 806—юго-восточный угол 183 квартала; № 718—дорога в юго-западной части 131 квартала; № 806—юго-восточный угол 183 квартала; № 718—дорога в юго-западной части 131 квартала; № 806 квартала, № 717—дорога в середине 131 квартала; № 836 северный склон горы Горелой в 158 квартала; № 546—Висмиский тракт, вершина горы Ляхоники в 285 квартале; № 777—просека 135—184; № 574—юго-западная

вариации зон в пределах от № 42 до № 36, причем зональность имеет обратный характер; в обр. № 726 зоны имеют состав № 52 и 41 как крайние пределы, обычно № 46—41. Аналогичны вариации в составе и в других породах. Наиболее сложная зональность наблюдалась в диоритах нижнего течения р. Волчевки (обр. № 710). Здесь количество зон достигает 5, причем центральное ядро № 63 оказывается сильно корродированным, и наросшие зоны восстановили правильность форм кристаллов. Наросшие зоны начинаются с № 30 и кончаются № 23. Плагиоклазы отличаются идиоморфизмом форм и обычным полисинтетическим двойниковым строением по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам.

Моноклинный пироксен представлен большей частью авгитом. Его погасание cNg 44° при двупреломлении Ng — Np =0.029, свойственном пиопсиду. Оптические свойства моноклинного пироксена таковы:

№ образцов пород	cNg	Ng Np	Ng — Nm	2V
586 691 695	44° 40°.5 43°	0.029	0.022	— +54° +54° (край) +47° (ядро)

Ромбический пироксен представлен гиперстеном. Определение угла оптических осей показало, что он принадлежит обычно к сильно железистым членам ряда. Так, в породе № 691 2V гиперстена = —51°.5, что соответствует 57% FeSiO₃, в породе № 695 его 2V = —47°, что дает 62% FeSiO₃. В согласии с этим стоит и ясный плеохроизм минерала в обычных тонах от зеленого (Ng) до розового (Np).

Роговая обманка представлена обыкновенной зеленой разностью, с величиной двупреломления Ng — Np =0.020, угол погасания с Ng колеблется от 16 до 18°. 5, а величина угла оптических осей 2V = -80°.

Структура среднезернистых пород гипидиоморфнозернистая. При содержании плагиоклаза 62—68% он ясно лучше оформлен, зонален, свеж
илв слегка соссюритизирован. В промежутках между его зернами и кристаллами располагаются другие минералы. Из них первым начал кристаллизацию пироксен, замещенный в той или иной степени роговой обманкой.
Последняя иногда бывает в трех модификациях. Наиболее важен тип
зеленой компактной роговой обманки, окружающей каймою остатки
пироксена и образующей в нем иногда прожилки. Внутри таких псевдоморфоз часто образуется бесцветный актинолит, а остатки пироксена иногда
бывают замещены волокнистыми псевдоморфозами актинолита. Роговая
обманка всегда связана с последней стадией кристаллизации и с кварцем
промежуточных пространств. В таких же условиях встречается и апатит.
Игольчатые кристаллики апатита и роговой обманки часто слегка вдаются
в плагиоклазы.

Иногда наблюдаются две генерации минералов, и тогда порфировые выделения представлены плагиоклазами, а более мелкие плагиоклазы второго поколения, в разностях с количеством их более 70%, также идиоморфны по отношению к амфиболу, магнетиту и апатиту. Время выделения гиперстена выясняется из того, что он образует явление реакционного замещения в диаллаге, а сам замещается биотитом. Более позднее выделение его сравнительно с моноклинным пироксеном не противоречит принципу Боуэна, так как в нашем случае гиперстен железист, а потому точка его кристаллизации ниже диаллага или авгита. Как характерную черту, часто повторяющуюся в породах, интересно отметить наличие мель-

чайших пластинчатых включений коричневого цвета в плагиоклазе, иногла в пироксене, и представленных, повидимому, пластинками гематита или ильменита. Иногда при образовании плагиоклазов после кристаллизации ядер происходила коррозия их и залечивание более кислыми зонами. В случаях большого количества плагиоклазов идиоморфизм последних по от ношению к роговой обманке развит сильнее. Во многих породах плагиоклаз частично, а иногда и полностью соссюритизирован. В разностях, богатых кварцем, часть плагиоклаза выпадает иногда в последнюю генерацию, образуя пегматитовые прорастания с кварцем. В них кварц имеет иногда дипирамидальную форму. Эта часть плагиоклаза всегда кислее (альбит), мало изменена и имеет вид прожилков по границам между плагиоклазами первой генерации. Плагиоклаз иногда (обр. № 502) проникает в трещины в кварце, разъедает его и обнаруживает признаки очень поздней кристаллизации, так как в этом случае значительная часть кварца была уже закристаллизована, хотя порода и имела температуру, повидимому, выше 575°. Огромное количество включений жидкостей в кварце с подвижными пузырьками газа свидетельствует о застывании этих пород в присутствии минерализаторов. В амфиболе их роль играют мелкие кубики пирита, замещенные лимонитом, а в плагиоклазе — эпидотовые зернышки.

Наличие включений жидкости в кварце — явление постоянное. Среди промежуточных между плагиоклазами минералов наблюдаются следующие отношения. Роговая обманка обычно идиоморфна по отношению к кварцу, но аллотриоморфна к плагиоклазу. Апатит и титанит идиоморфны к амфиболу. В некоторых случаях роговая обманка и кварц образуют прорастания и первая иногда захватывает участки второго. Иногда кварц содержит редкие волосовидные включения рутила. Совершенно особою чертою является появление в богатых кварцем породах многочисленных тончайших включений плагиоклаза в кварце. Они располагаются то одиночками, то группами. Их размеры не превышают 0.05 мм, но их особенностью является то, что они имеют форму дипирамидальных кристаллов кварца и являются слепками тех пустот травления, которые часто бывают выполнены жидкостями и газами. Эти ничтожные негативные кристаллики плагиоклаза в кварце иногда содержат двойниковые полоски (обычно не более одной), ориентировка которых не зависит от формы дипирамиды. Ориентировка этих плагиоклазовых дипирамидальных кристаллов в каждом зерне строго закономерна, и их ось всегда располагается по Ng кварца, что особенно наглядно выступает во время погасания, когда на темном фоне кварца светят эти плагиоклазовые дипирамиды.

Калиевый полевой шпат выделяется большею частью в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе, располагающихся группами. В случае большего содержания этого минерала (до 2%) он появляется в самостоятельных зернах с пертитовым строением, причем на месте его контакта с плагиоклазами в последних развиты мирмекитовые вростки. В породе обр. № 726 определено содержание 45.6% соссюрита и 1,28% мирмекита из 100% плагиоклаза.

В мелкозернистых породах структура часто имеет аплитовидный характер, причем темноцветные минералы с кварцем и апатитом часто теснятся между зернами плагиоклаза. В остальном соотношения те же и иллюстрируют поздний период кристаллизации амфибола, апатита и магнетита, всегда связанных друг с другом.

В плагиоклазах нередко имеются многочисленные включения кристалликов и каплевидных зернышек роговой обманки и магнетита, а иногда кварда в виде мельчайших дипирамидальных кристалликов. Эти структуры, с одной стороны, вызывают предположение о возможности метаморфического их генезиса, так как группы мельчайших магнетитовых кристалликов или каплевидных включений очень напоминают роговиковые формы

или формы структур железистых джеспилитов и рудных кварцитов. С другой стороны, изверженный характер этих пород несомненен, и эти структуры появляются в аплитовидных или порфиритовых периферических фациях их, которые могут быть действительно метаморфизованы под влиянием глубоко лежащих среднезернистых пород. Но вместе с тем эти структуры отличаюся особенностями, привлекающими внимание. Так, иногда включения приурочены лишь к одной какой-либо зоне кристаллов плагиоклаза. Другое возможное объяснение: образование эмульсионных структур при ликвации и переохлаждении, что вызывает образование сначала мелких зародышевых кристалликов всех минералов; далее с повышением температуры при этом процессе идет восстановление нормального хода кристаллизации, т. е. образование плагиоклаза и захват им зародышей кристаллов роговой обманки и магнетита и, наконец, поздняя кристаллизация темноцветных.

12. Кварцевые габбро- и диорит-порфириты

Кварцевые диорит-порфириты развиты в тех же областях, где и мелкозернистые аплитовидные разности. Они в главной массе являются периферическими фациями пород, но частью встречаются и в жильном состоянии. Их минералогический состав приведен в табл. 19.

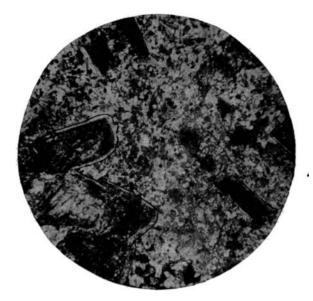
Таблица 19 Минералогический состав кварцевых габбро- и диорит-порфиритов (в %)

				•	М	и н	p a	лы			
№ образцов	Плагиоклаз	№ плагио- клаза	Авгит	Роговая об- манка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Кварц	Ортоклаз	Примечание
730 557 576	45.42 61.30 21.45	38 47 55	0.12	51.77 36.55 3.07		0.04 0.20	0.33	0.10	0.92 0.95 —	1.15	— — Вкраплен-
576	61.31	35	_	34.31	+	0.19		_	4.19	_	ники Основная масса
576	67.72	45	-	29.00	+	0.14		_	3.14	_	Порода в целом
548 273 554 534	64.18 74.75 67.6 64:90	46 39	_ _ _ _	27.07 14.83 24.3 20.97	1.3	1.36 2.80 - 0.10	0.1 0.07	0.03 0.20 - 0.01	6.50 6.55 6.8 9.55	_ _ _ _	— — — Порода
534	54.80	35	_	27.00	5.67	0.13	0.10	0.01	12.3	_	в целом Основная
538 547	70.49 65.70		_	11.14 12.55		2.46 3.30	1.05	0.01 0.55	15.90 16.85		масса — —

Примечания: № 730— северо-западный угол 134 квартала, на восточном склоне горы Кириковой; № 557— просека 285—308 кварталов; № 576— дорога в 235 квартале; № 548— Висимский тракт в 285 квартале, гора Березовая; № 273— юго-западный угол 184 квартала; № 554— просека 285—308 кварталов, к востоку от столба 284—285; № 534— дорога в западной части 308 квартала; № 538— середина просеки 309—330 кварталов; № 547— Висимский тракт в 285 квартале, вершина горы Ляхонихи. Вкрапленники № 576 рассчитаны в % от всей породы.

Как видно из таблицы, пределы колебаний отдельных компонентов сходны с таковыми для кварцевых диоритов. В подсчеты не вошел ряд исследованных пород, вследствие их сильного изменения или по трудности для них самой операции подсчета. Плагиоклазы этих пород почти всегда зональны и нередко сильно соссюритизированы.

Из акцессорных минералов встречены апатит и титанит. В минералогическом составе обращает внимание редкость пироксена. Свойства минералов таковы же, как и у других кварцевых габбро и диоритов. В структуре наблюдаются те же черты, что и в нормальных разностях, с тем отличием, что сильно выражена порфировидность пород. Вкрапленники плагиоклаза достигают 3 мм при величине зерна основной массы 0.5 мм и менее (фиг. 14).



Фиг. 14. Диоритовый порфирит. Квартал 184.×20, николи +.

Вкрапленники амфибола наблюдались очень редко и в небольшом количестве. Таким образом, при кристаллизации пород амфибол отходил большею частью в основную массу и в ней являлся несколько более поздним. Очень часто наблюдались также и характерные включения мельчайших кристалликов роговой обманки и магнетита с кварцем среди плагиоклаза и дипирамидальные негативные кристаллы плагиоклаза и их каплевидные включения в кварце, а также иногда многочисленные включения жидкостей, часто с вибрирующими пузырьками газа.

13. Такситовые кварцевые габбро-и диорит-порфириты

Такситовые кварцевые габбро- и диорит-порфириты широко развиты в восточной части массива, но не в самом контакте, а несколько отступя от него. Они представляют обычную для таких пород картину захвата многочисленных темных и мелкозернистых диорит-аплитовых и диорит-порфиритовых фаций среднезернистыми кварцевыми диоритами, которые секут мелкозернистые участки своими прожилками. Их состав дается в табл. 20.

В приведенной таблице имеются все представители от габброидных до гранитоидных разностей такситовых горных пород. Основные включения первых бывают сцементированы кварцево-габбровыми или кварцево-диоритовыми участками. Гранитоидные разности содержат кварцево-диори-

1.1

						~ /0/						
					M	и не	ра	лы				
М образцов	Плагвонлав	№ плагио- клава	Авгит	Роговая об- манка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Кварц	Ортоклав	Пирит	Гиперсген
711 711 789 536 536 529 732 732 778 779 779 788 788 791 791 835 835	84.97 40.51 68.90 86.93 35.6 66.7 79.4 81.1 65.10 29.62 64.5 68.80 67.20 84.04 71.5 87.6 66.20 71.38 78.25 64.42	25 7 26 28 47 40 — 45 45 35 35 37 38 29 34 39 40	5.82 0.63 4.75 0.92 — — — — 3.6 0.06 8.35 5.79 — — 17.25 4.78	0.05 	0.10 0.25 — 0.03 — — — — 0.6 0.81 0.10 0.16 4.3 0.5 сл. 0.17	6.04 1.58 6.15 1.46 1.2 1.8 0.1 - 0.06 3.7 2.08 4.75 3.17 2.7 1.1 3.65 5.77 4.83 5.67	— — — — — — — — — — — — — — — — — — —	0.45 0.45 0.10 0.96 0.1 0.2 0.2 0.12 0.17 0.05 0.16 0.2 0.3 0.10 0.35 0.17 0.16	1.92 33.65 4.50 7.6 	0.65 22.93		

Примечания: № 711—север 8 квартала, на дороге; № 789— дорога вдольюжного берега Выйского пруда в юго-западном углу 158 квартала; № 536— просека 309—330 кварталов; № 529— просека 282—283 кварталов; № 732— вершина горы в 134 квартале; № 778— квартал 157, на зимнике у Пещерева лога; № 779—середина 135 квартала; № 783— северо-западный угол 157 квартала у пересечения лесных дорог; № 791— западная часть 183 квартала; № 835— юго-западный угол 153 квартала, близ Выйского пруда.

товые участки, переходящие в гранитовые (обр. № 711). Состав темных мелкозернистых включений характеризуется большим количеством темноцветных минералов и часто большею основностью плагиоклазов. Однако это наблюдается не всегда.

Во многих случаях состав плагиоклазов включений и цемента оказывается одинаковым, и при наличии вышеописанных структур, сходных с роговиковыми, можно говорить о метаморфизме включений под влиянием прожилок и цементирующей кварцево-диоритовой среднезернистой массы. Структура включений соответствует вышеописанным аплитовым и порфиритовым фациям этих пород и вряд ли заслуживает повторения. Отдельно опишем структуру гранитоидной такситовой породы (обр. № 711). Порода взята на северном подножье Долгой горы, близ р. Баранчи, у дороги. Порода имеет темные и светлые розовато-серые полосы.

В этих породах авгит, магнетит, биотит и кварц с ортоклазом более поздние сравнительно с плагиоклазом. Об этом свидетельствует их тесная связь друг с другом. Пироксен и магнетит обволакивают кварц, который образует каплевидные включения в плагиоклазе. С другой стороны, часть плагиоклаза в гранитовой части породы играет такую же роль. Биотит всегда образует оболочки около магнетита. За счет пироксена изредка

Развивается зеленая роговая обманка. Переходы между основной и кислой фацией пород постепенные, путем исчезновения ортоклаза и кварца и появления пироксена и магнетита. Присутствие гранитоидной части вызвало сильнейшую серицитизацию и частичную соссюритизацию плагиоклаза. Полосчатость породы свидетельствует о вторжении гранитной магмы и смешении ее с уже ранее образовавшимся кварцевым диоритом.

К числу полосатых пород относится также порода № 835, причем подсчитаны полосы, содержащие амфибол и пироксен, а в переходных частях присутствуют оба минерала; амфибол образовался за счет пироксена.

14. Сиениты

Смениты распространены в районе горы Высокой. Их массив в южном направлении оканчивается к юго-западу от горы Тагила, на север сиениты уходят в окрестности д. Лаи, на востоке граничат с различными горными породами зеленокаменной серии, тогда как на западе отчасти совершенно незаметно переходят в габбро и диориты, отчасти же имеют интрузивные отношения с мелкозернистыми аплитовидными и порфиритовыми фациями диоритов и габбро. Примером таких отношений могут служить соотношения с диоритами к северу от Черемшанской просеки, а также на горе Естюниной. Постепенные переходы в габбро-спениты и габбро, а также в диориты наблюдались в районе д. Лаииг. Кушвы, а также и в нашем районе к северу от горы Естюниной. Сиенито-диориты наблюдались и в районе западной части Выйского пруда к западу от г. Тагила. Восточная часть сиенитов в районе к северу от г. Тагила сложена сиенит-порфирами, очень постепенно переходящими внутрь массива в средне- и крупнозернистые разности сиенитов. Эти сиенит-порфиры очень лейкократовые, иногда содержат зеленоватый диопсид и эпидот и могут считаться эндоконтактовыми фациями пород. Таких пород в западной части массива не наблюдалось. Несколько сходными породами являются аплитовидные эндоконтактовые сиениты, прилегающие к габбро-диоритам горы Естюниной, включенным в сиениты в качестве ксенолита.

Сиениты нормального типа являются средне- и крупнозернистыми породами, в которых наряду с крупными зернами полевых шпатов белого или желтоватого цвета присутствуют обычно темноцветные минералы, представленные то биотитом, то роговой обманкой, в эндоконтактовых разностях часто также пироксеном. Минералогический состав некоторых сиенитов приведен в табл. 21.

Из приведенной таблицы следует, что сиениты в минералогическом отношении сильно варьируют. Имеются разности, богатые альбитом и богатые микропертитом, в котором соотношения ортоклаза и альбита примерно одинаковы. Далее имеются очень лейкократовые разности и такие, в которых общее количество темноцветных достигает 19% (обр. № 763), причем плагиоклаз соответственно является более основным, хотя и содержит пертитовые вростки ортоклаза. Темноцветные минералы представлены то биотитом, то роговой обманкой, а иногда существенную роль играет и диопсидовый пироксен.

Свойства минералов и последовательность их образования характеризуются следующими данными. Плагиоклаз определялся на ориентированных разрезах и федоровским методом, и цифры, приведенные в таблице, большею частью средние из ряда определений, колеблющихся в незначительных пределах. В сиенит-порфире обр. № 764 наблюдается обратная зональность вкрапленников плагиоклаза, содержащих в ядре 11%, а на периферии 15% анортита. Мелкие зерна кислее вкрапленников, в среднем состав их № 7.

					М	ин	e p a	лы				
М образцов	Плагионлав	№ плагио- клава	Ортонлав	Пертит	Пироксен	Роговая об- манка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Эпидот	Кварц
137 751 34 764 772 858 763 153 247	98.68 92.0 90.12 85.75 81.25 7.34	2 3 3 9 9 4 29 0 6	1.6 3.35 10.62	92.20 79.64 89.98 82.62	0.36 2.9 — — 0.20 9.83 —	9.35 4.31 — — — — — — —	0.5 1.05 - 0.20 5.29 8.93	0.49 1.0 0.57 2.80 0.63 - 3.99 0.82 1.12	0.09 0.4 0.32 1.60 1.50 0.03	0.01 0.05 ca. 0.31 0.03 1.25 0.27 0.93	0.37 1.6 4.54 0.50 1.00 — — 3.00	0.38

Примечания: № 137—квартал 113, контактовая область сиенитов; № 751—северо-восточный угол 111 квартала, на Кушвинском тракте; № 34—Гулящие горы; № 764—сиенит-порфир, левый берег р. Тагила, 112 квартал; № 772—то же Кушвинский тракт в 112 квартале; № 858—северо-восточный угол 184 квартала; № 763—левый берег р. Тагила в 113 квартале; № 247—сиенит-порфир квартал 184 на Черемшанской просеке, среди диоритов.

Микропертит обычно представлен прорастаниями плагиоклаза ортоклазом. Часто он имеет характер широких полос и прожилков, представляющих результат замещения плагиоклаза. Об этом свидетельствует не только жилковатая форма, но и участки в ортоклазовых вростках в качестве спутников, выполняющих части системы вростков, таких минералов, как биотит и титанит. Такие же грубые пертиты и метасоматические обрастания ортоклазом плагиоклаза наблюдались и в сиенит-диорите обр. № 763, где по существу развит антипертит. Ортоклаз этих метасоматических вростков имеет погасание Np: [001] = + 5° до +8° и 2V = − 76°.

Диопсидовый пироксен выделяется обычно в неправильных зернах даже в тех породах, в которых его содержание довольно велико (обр. № 763). Из оптических свойств этого минерала можно привести $cNg=37-41^{\circ}$ (в различных породах) при соответственно изменяющемся угле оптических осей $2V=+52^{\circ}$ до $+60^{\circ}$. Окраска минерала под микроскопом отсутствует.

Роговая обманка обладает густой коричневой или зеленовато-бурой окраской Ng и светложелтой Np. Угол угасания ее сNg=16°. 5 при двупреломлении около 0.020. Роговая обманка развивается обычно в виде удлиненных по призме зерен. В сиенит-порфире с Кушвинского тракта (обр. № 772) роговая обманка окрашена в светлозеленый цвет и содержит включения незначительных остатков диопсида.

Биотит окрашен то в светлокоричневый, то в яркокрасно-коричневый цвет. Более основные разности пород содержат более темно окрашенный биотит (обр. № 763). Он обычно одноосен. Его окраска часто бледнеет и становится зеленой вследствие замещения его пеннином. Свойства остальных минералов обычны. Следует отметить зональность апатита, встреченного в сиените № 53 из 88 квартала. Его кристаллы содержат ядро розоватокоричневого до фиолетового цвета (Np), переходящего в желтовато (до розовато)-коричневый (Ng). Из вторичных минералов отмечены, кроме эпидота, иногда пренит, а также серицит по плагиоклазу и каолин по калиевому полевому шпату. Первые два минерала зачастую нельзя считать вторичными, так как они образовались в тех же условиях, что и калиевый полевой шпат.

Структура сиенитов сильно варьирует. Сиенит-диориты западной части массива содержат крупные зерна антипертита с крупными вростками ортоклаза в олигоклазе и метасоматическими каймами его с периферии бывших зерен плагиоклаза. Между этими зернами присутствует второе поколение, представленное микропертитом, магнетитом и биотитом. Пироксен обладает столь же неправильными элементами ограничения, как и микропертит. Апатит встречается всюду, но главная его часть приурочена к магнетиту, биотиту и плагиоклазу второго поколения. Ортоклаз при кристаллизации породы был нацело израсходован на метасоматические вростки, а в промежутках между зернами плагиоклаза, как это встречается в других сиенитах, он не выделился. Как результат реакции остаточных растворов с магнетитом вокруг него образовались биотитовые каймы.

Среднезернистый сиенит из 184 квартала (обр. № 858) состоит из мелких и редких идиоморфных выделений плагиоклаза № 4, включенных в микропертите. Они обычно нацело серицитизированы или сохранились в периферической каемке. Плагиоклазы нередко разъедены вмещающим их ортоклазом, содержащим многочисленные микропертитовые вростки альбита с полисинтетическими двойниками альбитового закона. Местами наблюдаются лучистые и зернистые скопления пренита вместе с мусковитом или эпидотом, образующиеся в прожилках по плагиоклазам. В пироксене, встреченном в виде редких зерен, наблюдался ясный плеохроизм Np — зеленый, Ng — светложелтый, свидетельствующий о наличии примеси эгиринового силиката.

Слюдяные сиениты, развитые на правом берегу р. Тагила, среднезернисты и состоят из розовато-серых или желтоватых зерен полевого шпата и длинных шестоватых кристаллов биотита. Полевые шпаты представлены альбитом с вростками ортоклаза. Реже встречаются зерна последнего с отдельными пятнами слегка серицитизированного альбита. Биотит имеет двойственное происхождение. Во-первых, встречаются самостоятельные цельные его листочки, образовавшиеся между полевыми шпатами, нередко в связи с ортоклазом. С другой стороны, он образует псевдоморфозы в виде мелколистоватых скоплений, повидимому, по амфиболу. Биотит волокнами и прожилками рассекает полевые шпаты, являясь более позиним сравнительно с альбитом. Магнетит вместе с биотитом развит в промежутках между полевыми шпатами. Апатитовые кристаллы рассеяны всюду равномерно, так как все минералы, развитые в породе, характеризуются как поздние по времени выделения. В слюдяно-пироксеновом сиените обр. № 751 ортоклаз в сопровождении биотита, эпидота, пренита и магнетита образует пертитовые шнуры или прожилки в альбите № 5. То же наблюдалось и в сиените обр. № 759, развитом к северу от г. Естюниной. В роговообманковых сиенитах роговая обманка обычно стеснена плагиоклазом, но идиоморфна по отношению к ортоклазу.

Спенит-порфиры отличаются наличием вкрапленников и основной массы. Как указано выше, восточный контакт к северу от г. Тагила сложен спенит-порфирами внешней эндоконтактовой закаленной фации спенитов. Это белые, преимущественно альбитовые породы с вкрапленниками альбита и основной микроспенитовой массой с небольшим количеством биотита или эпидота и диопсида (вблизи мраморов). Величина зерна тонкокристаллической основной массы на контакте постепенно увеличивается внутрь массива и на расстоянии не более 1 км выравнивается до уровня порфировых выделений. Альбит сложен в полисинтетические двойники и слегка серицитизирован и каолинизирован. Темноцветные минералы представлены тонковолокнистым темнокоричневым биотитом, встречающимся очень редко и подвергшимся хлоритизации. Титанит развит в виде неправильных зерен и реже кристаллов.

В середине 112 квартала среди области сиенитов также встречаются сиенит-порфиры (обр. №№ 772 и 764), представляющие гипабиссальные аналоги ортофиров, так сильно развитых к востоку от сиенитов в зеленокаменной толще. Удлиненные лейсты полевых шпатов основной массы расположены безразлично. Роговая обманка то образует лейсты, то аллотриоморфна: такова же форма у эпидота и тчтанита. Апатит в виде мелких кристалликов приурочен к основной массе пород. Все они пронизаны сетью прожилков чистого не серицитизированного вторичного альбита. Нередко по пентральным частям этих прожилков расположен калиевый полевой шпат. апидот или титанит, реже роговая обманка ы апатит с магнетитом. Агенты. образовавшие эти прожилки, связаны с остаточною стадией коисталлизапии спенитов. Спенит-порфир был встречен, повидимому, в виде жилы и в 184 квартале вблизи Черемшанской просеки (обр. № 247). Главная масса породы состоит из альбита, проросшего ортоклазом. Порфировые выделения принадлежат альбиту, микролиты — альбиту и ортоклазу с акцессорными и темноцветными минералами. Темноцветные минералы представлены зеленой, реже коричневой роговой обманкой, которая заполнила промежутки между кристаллами альбита. Иногда эти промежутки выполнены неправильно прорастающими сростками роговой обманки, что указывает на происхождение их за счет пироксена. В таких же условиях развит и титанит.

15. Граниты

^{гр}аниты пользуются развитием, во-первых, в виде краевой восточной части массива, где они тесно связаны с кварцевыми диоритами и гранит-

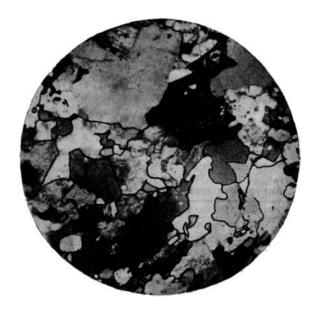
Таблица 22 Минералогический состав гранитов (в %)

-					M	и н	ера	лы		,		
№ образ- цов	Кварц	Ортоклав	Плагио- клаз	№ пла- гиоклаза	Авгит	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Пирит	Эпидот
848 579 271 242 553 854 256 274 539 796 544 795	21.85 24.80 26.72 28.23 29.61 31.09 31.32 31.60 32.72 32.86 36.08 36.12	13.55 31.78 4.80 — — — 7.45	70.55 63.98 69.58 48.98 38.23 61.25 62.07 65.80 65.10 66.90 63.06 60.43	33 31 17 10 11 11 5 21 28 33 27 5	1.35	3.55 10.15 2.47 6.97 — 1.25 0.95 3.30 0.76 0.63	1.40 	1.30 0.85 0.53 0.82 0.16 1.59 - 1.10 0.25 3.15 0.31 0.23	0.20 0.67 0.13 0.13 0.65 0.01	-0.18 +0.08 -0.13 0.03 0.08 cn. 0.03 0.04	0.35	0.02 3.42 0.33 1.45
677 275	39.71 41.70	- -	52.12 56.95	9	_	7.94 0.20	0.12	0.23 0.12	0.58	_,	-	0.33

Примечания: № 848 — квартал 158, гора Горелая; № 579 — дорога в 235 квартале; № 27! — юго западный угол 184 квартала; № 242 — квартал 184; № 553 — юго-восточный угол 284 квартала; № 834 — северо-восточный угол 183 квартала; № 256 — западная часть 284 квартала; № 250 — западная часть 184 квартала, Черемшанская просека; № 274 — юго-западный угол 184 квартала; № 539 — середина просеки 309 — 330 квартало; № 796 — дорога в восточной части 183 квартала; № 544 — середина 331 квартала; № 795 — восточная часть 183 квартала; № 677 — юго-восток 133 квартала; № 275 — юго-восточный угол 184 квартала на южной просеке.

порфирами. Они же образуют жилы среди диоритов и габбро как на востоке, так, реже, и на западе района. Аплитовые жилы, граниты и пегматиты распространены на горе Васильевской среди пироксенитов, а также на горе Малый Шихан (одиночные жилы). Их минералогический состав сведен в табл. 22.

Из пород этой таблицы первые две стоят на границе между плагиогранитами и кварцевыми диоритами, другие относятся к плагиогранитам типа трондьемитов, поскольку они очень богаты кварцем и бедны ортоклазом, и только обр. № 553 соответствует гранитам нормального ряда. Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах. Его ядро часто серицитизировано или соссюритизировано. Часто он зонален. Так, в обр. № 271 из 184 квартала плагиоклаз в ядре обладает составом № 23, далее следуют зоны №№ 20, 14 и 20. В гранитах с просеки 309—330 в ядре развит плагиоклаз № 40, в кайме № 44.



Фиг. 15. Плагиоклазовый гранит. Квартал 184. Микропойкилитовые включения кварца в плагиоклазе. × 20, николи +.

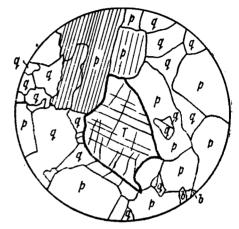
Часть этих пород обладает характерной роговиковой структурой (обр. №№ 848, 274), иногда при ясной сланцеватости. Кварцевые участки обладают торцовой структурой с многочисленными пойкилобластическими включениями. Кварц обычно облекается зернами плагиоклаза и содержит пойкилобластические, часто дипирамидальные включения плагиоклаза и такие же ориентированные включения жидкостей и газов дипирамидальной формы, а также волосовидные включения рутила. Иногда и сам кварц принимает дипирамидальные формы. Образование породы происходило при температуре более 575°, при которой капли плагиоклазовой жидкости, захваченные кристаллизовавщимся кварцем, обладали способностью производить формы травления, аналогичные формам вышеописанных включений жидкостей. Среди кварцево-полевошпатовых полосок торцовой структуры находятся полоски из полевого шпата, также торцовой структуры (фиг. 15). К ним приурочены эпидот, титанит, биотит и роговая обманка, образовавшиеся после плагиоклаза в качестве це-

ментирующих зерен. Повидимому, перекристаллизация гранитов в этом случае произошла тотчас же после их застывания еще при высокой температуре.

В нормальных породах структура гипидиоморфнозернистая (фиг. 16). Плагиоклазы лучше оформлены, чем другие минералы, и часто идиоморфны, аналогично тому, что наблюдалось у кварцевых диоритов. Калиевый полевой шпат образуется в значительной степени в качестве метасоматического продукта замещения плагиоклаза, а кварц выполняет промежутки между плагиоклазами. Роговая обманка и биотит относятся к поздним минералам и кристаллизовались вместе с мелкими зернами плагиоклаза и кварца. Титанит образует часто реакционные каймы

около магнетита. Однако и в этих нормальных породах часто наблюдаются небольшие количества мельчайших включений кристалликов роговой обманки, округлых зернышек полевых шпатов и жидкостей с газами в кварце.

Часть гранитов отличается микропегматитовыми прорастаниями типичной формы. Вместе с тем в полевошпатовых вростках изредка встречаются зерна очень светлой роговой обманки и ильменита, замещенного титанитом. Иногда структура эта напоминает разъедание кварца жилками плагиоклаза. При этом плагиоклаз часто переходит в вышеописанные каплевидные включения в кварце, который кристаллизовался, повидимому, раньше. Эти породы не имеют признаков мета-



Фиг. 16. Плагиоклазовый гранит. Гипидиоморфнозернистая структура. T—титанит, p— плагиоклазы, q— кварц, b— биотит. $\times 20$, николи +.

морфизма, и указанные явления следует считать автометаморфическими. Повидимому, и явления, описанные выше, также проходили при участии автометаморфизма.

16. Гранит-порфиры

Минералогический состав гранит-порфиров приведен в табл. 23.

Вкрапленники гранит-порфиров представлены обычно плагиоклазами, имеющими зональное строение. Как пример можно привести зональность плагиоклаза обр. № 578; в ядре № 51, по зонам №№ 45, 42 и 30. Плагиоклазы второго поколения также зональны, но в них состав ядра достигает всего № 43, а на периферии спускается до № 26. Вкрапленники редки, величина их достигает 3 мм и в некоторых породах они сильно, а иногда нацело соссюритизированы (обр. № 585). Они сдвойникованы по альбитовому, периклиновому, а иногда и манебахскому законам, причем бывают нередко резорбированы основной массой. Величина последней обычно 0.05—0.1 мм, иногда немного более. Ее структура большею частью аплитовидная или гипидиоморфнозернистая. Иногда намечается легкая полосчатость. Своеобразные структуры микропойкилитового характера наблюдаются и в этих породах. Часто наблюдаются в более основных членах ряда микроскопически тонкие кристаллики роговой обманки в плагио-

Минералогический состав гранит-порфиров (в %)

					M	ян	е р	а л	ы			
№ обрав- цов	Кварц	Плагно- клаз I	Плагио- клаз II	№ плагво- клаза I	№ плаги- оклаза II	Роговая обманка	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Лейко-	Эпидот
555	21.0	70.3	-	20	-	4.0	3.9	0.7		0.1	_	
57 8		14.	.98	;	38	-	_		_	_	Вкрапл	енники
578 578 575	21.36 25.12 —	_	61.45		38 31 —	7.65 9.00	_ _ _	3.19 3.75 —	0.58 0.68 1.38	- - -		в целом ая масса енники
575 575	25.30 29.58	69.15	65.54	28				0.07 0.08	1.53 0.17	$0.28 \\ 0.33$		в целом ая масса
564	-	15	.25	4	1		-	_	_	_	Вкрапл	енники
564 564	28.22 33.30		66.18 60.10		36 29	2.63 3.10	_	$\begin{array}{c} 0.72 \\ 0.85 \end{array}$	2.25 2.65	-	Порода Основна	в целом вя масса
656	28.75	60	.78			8.88	-	_	0.25	0.06	1.25]
737	75.02	0.11		8		_	-	0.59	0.18	_		24.10

Примечания: № 555 — просека 285 — 309, гранит-порфир; № 578 — гранит-порфир, 235 квартал; № 575 — 235 квартал на дороге; № 564 — середина 260 квартала, на дороге через Червяково болото; № 656 — середина 152 квартала; № 737 — северная вершина горы Сидоровой, квартал 105 — 106. Вкрапленники № 578, 575 и 564 рассчитаны от состава породы в целом.

клазе или негативные кристаллики последнего в кварце в виде исчезающе мелких дипирамид. Иногда структура имеет характер, близкий к роговиковой. Иногда же полевые шпаты и кварц бывают пронизаны волосовидными кристалликами рутила.

Как видно из пересчетов, в которых выделены продукты ранней кристаллизации, образующие порфировые выделения, последние представлены почти исключительно плагиоклазами, а потому ранняя их кристаллизация не вызывает сомнений, и концентрация амифибола в основной массе бесспорна, что является особенно наглядным. Это обстоятельство обусловлено, повидимому, основностью большей части плагиоклазов этих пород и незначительным содержанием амфибола.

Жильные породы

К жильным породам относятся различные пегматиты, аплиты, диоритпорфириты, развитые среди сиенитовой области, оливиновые и авгитовые лампрофиры и шонкиниты, а также своеобразные альбититы, плагиоклазиты и другие разности.

Таблипа 24

Минералогический состав аплитов (в %)

				M	и н е	p a a	п. ы			
№ образцов	Плагио- клав	№ ила- гионлава	Амфибол	Биогит	Магнетит	Титанит	Апатит	Кварц	Орток- лав (мик- роклив)	Эпидот
552 583 535	64.06 50.13 16.06	13 31 18	0.13	0.19 0.49 1.41	0.11 0.12	0.38	0.03	28.75 47.93 31.25	7.00 51.16	0.80

Примечания: № 552— жила в габбро 284 квартала; № 583— гнейсовидный гранит просеки 259—284; № 535— жильный гранит западной части 208 квартала.

Из таблицы видно, что породы имеют лейкократовый характер. Из них только порода № 583, несмотря на обилие кварца, содержит немного амфибола и довольно основной плагиоклаз. Структура пород имеет обычно аплитовый характер. При наличии микроклина наблюдается метасоматическое замещение им плагиоклаза. В породе № 583 кажется, что плагиоклаз выделился несколько позднее. В породе № 552 крупные зерна плагиоклаза разбиты и сцементированы, а также разъедены кварцевомикроклиновою массою. Микроклин часто встречается в антипертитовых прорастаниях в плагиоклазе и нарастает на него в виде тонких пленок. Эти антипертиты явились результатом позднего метасоматоза, так как в прожилках участвуют микроклин и кварц, а нередко также и биотит. Из вторичных минералов отмечены серицит и пеннин.

2. Погматиты в контакто с пироксопитами

На вершине горы Васильевской в пироксенитах развиты многочисленные тонкие жилы грубозернистых гранитов, которые можно назвать пегматитами. Эти жилы ветвятся в виде прожилков, составляющих до 5% всей породы, которая представляет собой типичную интрузивную брекчию. В тонких прожилках (1—5; см) и на краях жил граниты становятся среднезернистыми. Шлиф из контакта показывает следующие явления.

Контакт резкий. С одного края в шлифовке наблюдается свежий пироксенит, состоящий из диаллага. Ближе к жиле гранита появляется зеленая роговая обманка. Ее свойства характеризуются погасанием с Ng = 15° и двупреломлением Ng — Np = 0.021. Ее окраска густая желтоватозеленая (Ng) с типичным плеохроизмом до светложелтого (Np). По ней развилась более светло окрашенная голубовато-зеленая (Ng) роговая обманка с плеохроизмом до очень светложелтого и с Ng — Np = 0.023, а также бесцветный актинолитовый амфибол с двупреломлением Ng — Np = 0.028. Роговая обманка появляется в виде многочисленных вростков в диаллаге и между его зернами. Еще ближе к жиле происходит полное замещение пироксена амфиболом.

В жиле гранита в контакте с пироксенитом та же роговая обманка играет существенную роль, выделяясь вместе с кварцем в последнюю стадию кристаллизации породы и занимая промежутки между зернами

плагиоклаза. Иногда к ним присоединяется немного эпидота и пренита, а также ортоклаз. Состав плагиоклаза характеризуется как № 32. Калий последних стадий застывания породы вызвал, повидимому, сильную серицитизацию плагиоклаза (50%). Наблюдается также и каолинизация. Вместе с кварцем и роговой обманкой кристаллизовался апатит в зернах до 1.5 мм. По роговой обманке развилось немного пеннина. Состав этой породы следующий (в%):

Кварц					2.14
Плагиоклаз № 32					88.00
Ортоклаз					0.37
Роговая обманка.		•		•	8.76
Эпидот					0.32
Пренит			•		0.32
Апатит					0.09

Внутренние части жил бедны амфиболом, богаты кварцем и являются нормальными гранитами.

3. Диориты

Диориты образуют многочисленные жилы в пироксенитах горы Васильевской, особенно на ее северо-восточном склоне. Это светлосерые с белыми пятнами породы, состоящие из удлиненных зерен черной роговой обманки и белого полевого шпата, образующего иногда порфировые выделения размером до 5 мм. Местами породы становятся более бедными амфиболом, что сопровождается увеличением зерна, и переходят в светлые шлиры.

Плагиоклаз образует крупные выделения, погруженные в мелкозернистую плагиоклазово-роговообманковую массу с одинаковым идиоморфизмом обоих компонентов. Роговая обманка в незначительной степени изменена и иногда по ней образуются биотит и пеннин с магнетитом. Плагиоклаз почти нацело разложен с образованием поизита в виде сплошных масс, часто сложенных неделимыми, растущими перпендикулярно поверхностям граней первоначального минерала, или поверхности его зерен, или веерообразно растущими из одного центра. Иногда встречаются отдельные зерна клиноцоизита, в других случаях полоски серицита. Процессы изменения идут или от трещин спайности или от краев зерен. Состав плагиоклаза в уцелевших зернах определяется как № 36. Роговая обманка является обыкновенной коричневой разностью. Апатит редок и имеет форму коротких идеальных кристаллов размерами до 0.1 мм, всегда парагенетически связанных с амфиболом. Минералогический состав характеризуется содержанием плагиоклаза 89.93%, роговой обманки 9.16%, биотита с хлоритом 0.60%, магнетита 0.18% и апатита 0.13%. Этот состав близок к составу пегматита в контакте с пироксенитом горы Васильевской. В нем диоритовый состав породы обусловлен контами-Ha нацией с пироксенитом. основании этого сходства диориты горы Васильевской могут рассматриваться как контаминированные граниты.

Аналогичная порода изучена из 85 квартала близ р. Баранчи (обр. № 702). Эта светлосерая порода состоит из полевого шпата, кварца и роговой обманки с биотитом. Плагиоклаз зонален и в среднем обладает составом № 27 (из 13 определений). Состав отдельных зон колеблется в следующих пределах: в ядре одного из зерен определен № 40, далее следуют зоны №№ 33, 30 и 25; редко наблюдается еще одна зона № 18. Плагиоклаз подвергся серицитизации и каолинизации. Зеленая роговая

обманка, биотит, ортоклаз и кварц являются поздними сравнительно с плагиоклазом. Биотит при этом образуется по амфиболу и связан с ортоклазом, появляясь в соседстве его зерен. В плагиоклазе при соприкосновении с ортоклазом развился мирмекит. В породе имеется небольшое количество пренита, как последний продукт консолидации породы. Общий состав ее по подсчету (в %): плагиоклаз 76.95, ортоклаз 3.70, кварл 15.81, роговая обманка 1.96, биотит 0.70, магнетит 0.10, титанит 0.65, апатит 0.06 и пренит 0.09. Из этих цифр следует, что эта порода является более кислой и бедной плагиоклазом, более богатой ортоклазом и стоит на пути к граниту от краевых частей контаминированных гранитоидов.

4. Пегматиты

Пегматиты являются относительно редкими породами в изученной области. Среди них констатированы гранит-пегматиты, сиенит-пегматиты и диорит-пегматиты.

Гранит-пегматиты известны в нескольких местах. Так, в 185 квартале близ Выйского пруда у рч. Черемшанки была встречена средне-до крупнозернистой порода, состоящая из кварда и желтого микро-пертита (обр. № 794). Светлый, беловато-серый, прозрачный квард занимает промежутки между кристаллами полевого шпата. Под микроско-пом можно видеть крупные зерна ортоклаза, проросшие альбитовыми полосами пертитового характера. Альбит образует также мелкозернистые каймы вдоль краев ортоклаза, входит в разломы зерен ортоклаза и в них приобретает мирмекитовую структуру. Квард переполнен жидкими и газовыми включениями бипирамидальной формы, а калиевый полевой шпат слегка каолинизирован. Темноцветные минералы представлены магнетитом и небольшим количеством биотита.

Другой пегматит, развитый поблизости от предыдущего, сложен желтым, иногда голубовато-серым микропертитом и стеклянно-прозрачным кварцем, который образовался между кристаллами микроклина и в виде прожилков в нем. Встречаются одиночные зерна магнетита. Необходимо отметить в породе пустоты до 3 мм, выполненные глинистой массой и содержащие жеоды кварца до 5 мм. В кварце масса неправильных полостей, выполненных жидкостью с вибрирующими пузырьками газов. Решетка микроклина выражена слабо и не всегда. Пертитовые полоски тонки и то закономерны, то беспорядочны, будучи связаны с трещинами. Кварц образует большие зерна между идеальными кристаллами полевого шпата, которые слегка каолинизированы. Кварц обычно переполнен включениями жидкостей, образующими иногда густые полосы и ряды, соответственно которым в полевом шпате наблюдаются полосы каолина. Повидимому, последний представляет собой те же жидкостей, что и в кварце, нацело израсходованные на образование каолина.

В северо-восточной части 184 квартала, близ ксенолита диоритов в сиените и к югу от ксенолита мраморов встречен пегматит, состоящий также из кварда и микропертита с типичной письменной структурой. Черные мелкие точки, видимые в породе, оказались зеленой роговой обманкой, слегка замещаемой коричневато-желтым биотитом. Негативные пустоты в кварце редки, дипирамидальны и заполнены жидкостью с вибрирующими пузырьками газов. Наблюдаются также одиночные неправильные зерна магнетита. Количественный подсчет содержания кварда и ортоклаза дал отношение 27.55: 72.45, типичное для пегматитов.

Наиболее крупнозернистый гигантолитовый пегматит был встречен на дороге, на перевале у вершин горы Малого Шихана, в виде россыпи

глыб среди пироксенитов. Крупные глыбы представляют собой сростки зерен кварца и серовато-белого полевого шпата размером до 20 см. В них местами наблюдались по трещинам налеты зеленых медных соединений, повидимому малахита. Полевой шпат оказался микроклином с тонкой и резкой двойниковой решеткой.



Фиг. 17. Кварцево-диоритовый пегматит. Южнал граница района, к востоку от р. Черной. \times 20, при одном николе.

Сиенит-пегматит был встречен у Крестового столба на юговосточном подножье горы Естюниной. Это крупнозернистая (3 см), почти чисто полевошпатовая порода фиолетово-розовато-серого цвета с редкими зернами амфибола (до 5 мм). Полевой шпат оказался микропертитом.

Квар девым диорит-пегматитом можно назвать грубозернистую (до 1 см) породу с южной границы района. Она богата кварцем и содержит нацело соссюритизированный плагиоклаз и зеленую роговую обманку с гипидиоморфнозернистой структурой (фиг. 17).

5. Альбитит

На дороге, проходящей по северо-западному склону горы Елевой, встречена белая мелкозернистая порода аплитовидного характера. Главная масса ее сложена паналлотриоморфными агрегатами альбита, запыленного каолинизацией, без эпидота. Кроме альбита в породе существенную роль играет зеленоватый диопсид, образующий неправильные зерна,

частью удлиненные по вертикальной оси. Много также и розовато-желтого изотропного граната, образующего неправильные зерна, часто ветвящиеся в прожилки, охватывающие части зерен альбита и диопсида или растекающиеся по границам последнего. Вместе с ним выделялись зерна титанита. Оба эти минерала являются последними по времени образования. Довольно часты идиоморфные кристаллы апатита и единичные зернышки эпидотового минерала. Если учесть состав примесей к альбиту, их богатство СаО, то можно заключить, что порода в целом близка по составу габбро, но кристаллизовалась в особых условиях автометаморфизма. Ее состав характеризуется содержанием: альбита 73.93, соссюрита 3.16, диопсида 5.01, граната 17.64, титанита 0.18 и апатита 0.08%.

6. Сиенит-порфиры

В 87 квартале встречена среди сиенитов порода, развитая, повидимому, в виде жилы. По внешнему виду она характеризуется темносерой окраской и обладает белыми вкрапленниками плагиоклаза размером до 6 мм и изредка черного пироксена, напоминая этим описанные ниже диоритовые порфириты. Основная масса ясно зернистая и плотная.

Средний состав плагиоклаза вкрапленников равен № 6 с колебаниями

от № 4 по № 8.

Пироксен представлен диопсидом, приуроченным в большей части к промежуточным пространствам между плагиоклазами. Он замещен частично клинохлором, среди которого сохранились остатки биотита. Пироксен сопровождается магнетитом и апатитом. Последний образует короткостолбчатые кристаллики и тонкие игольчатые формы, пронизывающие все другие минералы.

Около магнетита нередко видны оболочки титанита. Эпидот также нередок и развит в виде агрегатов с хлоритом. По плагиоклазу развит также серицит. В процессе кристаллизации наблюдаются две стадии. Первая характеризуется выделением плагиоклаза с вростками калиевого полевого шпата, вторая — кристаллизацией остатка в виде калиевого полевого шпата, пироксена, биотита, магнетита, титанита и апатита с резко выраженной офитовой структурой. По составу и структуре эта порода близка к сиенит-порфирам зеленокаменной полосы и к сиенитам горы Высокой.

7. Лампрофиры

К лампрофирам мы относим интересные горные породы, развитые в виде жил среди сиенитов к северу от горы Высокой, и жилы пород, названных Н. К. Высоцким в Черноисточенской даче авгитовыми порфиритами, а Л. Дюпарком в Павдинской даче оливиновыми и авгитовыми лампрофирами.

Диорит-порфириты, развитые среди сиенитов, близки по составу к спессартитам. Однако они не могут быть названы лампрофирами в подлинном смысле этого слова, так как они не столь богаты темноцветными. В этих породах наблюдается большое количество порфировых выделений плагиоклазов, что противоречит понятию лампрофира, поэтому их лучше называть просто диорит-порфиритами. Это серые породы с многочисленными белыми полевыми шпатами в виде вкрапленников, достигающих 5 мм. Они развиты в виде жил, хорошо обнаженных на правом берегу р. Тагила и на территории Гулящих гор. Одна из таких жил наблюдается и на горе Медведь-камень, находящейся в месте изменения течения р. Тагила из меридионального на восточное. Эта жила была описана Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1905) во время экскурсии по р. Тагилу.

Представителем этих пород является порода с просеки 87—88 кварталов. Она обладает темносерой окраской и порфировой структурой. Белые вкрапленники плагиоклазов достигают 4×1 мм и обладают таблитчатой формой по [010]. Вкрапленники пироксена также достигают больших размеров, до 8×5 мм, при средних величинах 1-3 мм.

Вкрапленники плагиоклаза колеблются в составе от № 6 до № 19. Плагиоклаз второго поколения также дает колебания в составе от № 12 до № 25; на одном зональном зерне был определен в ядре № 39, а на периферии № 44. Кроме плагиоклаза встречается ортоклаз. Темноцветные минералы представлены пироксеном, авгитом с cNg 40° при 2V = +52°. Кроме авгита встречаются биотит, магнетит и апатит.

Структура породы порфировая и характеризуется вкрапленниками сильно соссюритизированного плагиоклаза. Часто соссюритизации подвергается одна зона, находящаяся близко к наружной кайме и отличающаяся большей основностью. Вкрапленники пироксена редко достигают размеров, свойственных плагиоклазам. Крупные вкрапленники их почти нацело замещены волокнистым биотитом, причем остается только узкая каемка нетронутого авгита. Иногда пироксен разъеден основной массой, причем в этом разъедании участвует и плагиоклаз. Положение этой зоны разъедания соответствует, повидимому, зоне максимальной соссюритизации. В числе продуктов замещения плагиоклазов отмечен также зернистый и лучистый пренит.

Основная масса состоит из мелких идиоморфных зерен полевого шпата, состоящих в ядре из идиоморфного плагиоклаза и идиоморфной оторочки ортоклаза. Эта оторочка иногда превосходит по величине ядро. Ее идиоморфизм свидетельствует о том, что кайма ортоклаза представляет результат метасоматического замещения наружных частей плагиоклаза второго поколения, остатки которого наблюдаются в центре. Подтверждением этого служат остатки, имеющие неправильную форму и сохранившиеся от замещения. Вкрапленники подвергаются метасоматозу в незначительной степени и только с краев. Мелкие зерна пироксена второго поколения довольно многочисленны и то неправильны, то идиоморфны. Биотит, напротив, обилен и всегда выполняет промежутки, вторгается сетью прожилков в плагиоклазы и замещает пироксен вркапленников. Спутником биотита является магнетит. Оба они являются самыми поздними, повидимому пневматолитическими минералами, одновременными с метасоматизмом.

8. Авгитовые порфириты и шонкиниты

Авгитовые порфириты развиты в виде жил в краевых частях массива и в зеленокаменных породах. Они широко распространены в Черноисточенской даче. Особенно много их в окрестностях Антоновского завода, где они в виде даек пересекают кварцевые диориты и зеленокаменные породы, проникая до р. Тагила. Они прекрасно описаны Н. К. Высоцким и изучались при выполнении настоящей работы. В нашем районе они редки, но зато обладают большой свежестью, тогда как в Черноисточенской даче сильно изменены процессами эпидотизации и уралитизации. В промежуточной области к северу от Антоновского завода наблюдаются переходные стадии сохранности. Независимо от последней они имеют всегда характерный внешний вид. Как это свойственно лампрофирам, они обогащены боченковидными кристаллами авгита различных размеров. Вкрапленники лежат в плотной основной массе зеленовато-серого цвета, иногда с зеленоватыми зернышками эпидота в случае зеленокаменного изменения или красными зернышками землистых окислов железа.

Вкрапленники принадлежат авгиту, иногда подвергшемуся уралитизации. Местами наблюдаются псевдоморфозы пеннина, напоминающие по форме мелкие оливиновые зерна. Зерна эпидота многочисленны в основной массе, но наряду с ними наблюдается и большое количество тонкочешуйчатого серицита в безразлично-ориентированных агрегатах. В одной из даек к северу от Антоновского завода удалось наблюдать остатки мелких зернышек микроклина среди вторичных агрегатов серицита в основной массе.

Наилучшей сохранности эти породы достигают на Юдихинском отводе и на горе Максимихе. На Юдихинском отводе авгитовые порфириты имеют свежий вид и порфировидную структуру. Они прорвали здесь альбитофировую толщу и залегают в виде дайки длиною около 1 км и шириною до 100 м. Благодаря таким значительным размерам основная масса этих пород приобрела величину зерна 0.2—0.5 мм. Здесь вкрапленники представлены зональным авгитом, а в основной массе развиты мелкие кристаллики авгита и большое количество микроклина с вростками альбита, местами вытесняющими микроклин. Кроме того, встречаются мелкие зерна псеводоморфоз хлорита с магнетитом по оливину и каймы щелочного темносине-зеленого амфибола, близкого гастингситу, а также каймы и листочки темнозеленовато-коричневого биотита, повидимому, лепидомелана. Магнетит образует самостоятельные мелкие кристаллы с каймами биотита. Очень многочисленны мелкие кристаллики апатита.

Горная порода с горы Максимихи развита на Широтной просеке на северной оконечности выступа диоритов. Она залегает в виде дайки среди пиоритов и представляет массивную породу среднезернистого сложения (2 мм). Ее состав сходен с породами Юдихинского отвода, но отличается еще большей свежестью (фиг. 18). Оливин здесь в значительной степени сохранился и обладает реакционными каймами магнетита. Каймы гастингсита и лепидомелана имеются и здесь, точно так же как и самостоятельные, но поздние выделения, аллотриоморфные по отношению к полевым шпатам. Особенно многочисленны идиоморфные кристаллы авгита. Светлые минералы состоят из подавляющего количества микроклина, проросшего альбитом и иногда вытесняемого им. Особенностью этой породы является также наличие последних выделений нефелина, сохранившегося среди псевдоморфоз по нему натролита и шпреуштейна. Общее его количество было около 5%. Вместе с ним в промежуточных пространствах между полевыми шпатами развился в небольшом количестве анальцим.

Как видно из этой характеристики, породы имеют еще более резко выраженный шонкинитовый характер. Оливин характеризуется $2V = -85^{\circ}$, что соответствует 26% фаялита. Пироксен при Ng — Np = 0.025 и погасании $cNg = 45^{\circ}$ обладает $2V = +56^{\circ}.5$. Темная окраска амфибола и его плеохроизм и другие свойства ближе всего напоминают гастингсит. Для нефелина констатированы одноосность и оптически отрицательный знак.

Минералогический состав этой породы характеризуется содержанием микроклина — 53.70%, альбита — 3.71%, нефелина — 5.57%, натролита — 0.46%, оливина — 0.56%, авгита — 27.59%, амфибола — 2.56%, биотита — 2.99%, магнетита — 1.93%, апатита — 0.92%.

Химический состав, согласно анализу химической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР, дал цифры (в %): SiO_2 50.14, TiO_2 0.80, Al_2O_3 11.44, Fe_2O_3 10.52, FeO 2.07, MnO 0.14, MgO 6.12, CaO 9.34, Na_2O 2.83, K_2O 5.47, H_2O^+ 0.86, H_2O^- 0.20, P_2O_5 0.03, Cl 0.07, F 0.00, S 0.10, Common cymma 100.13.

По химическому составу, так же как и по минералам, порода относится к типичным шонкинитам.

Литературные данные, касающиеся этих пород, также показывают повышенное количество в них K_2O ; это отмечает еще H. H. Высоцкий в связи с отсутствием в его породах калиевого полевого шпата. В породах, описанных Л. Дюпарком, также констатируется повышенное количество



Фиг. 18. Шонкинит (обр. № 381). Гора Максимиха, к юго-западу от г. Тагила. Идиоморфизм авгита. Каймы и поздние выделения амфибола и биотита (черное).×20, при одном николе.

K₂O, несмотря на их основность. Наряду с этим, среди них есть и типично базальтоидные, в отношении их химического состава, разности. Анализ авгитового порфирита этой серии из района Левихи, приведенный в работе А. В. Ефремова и Е. И. Каминской, очень близок к анализу нашей породы.

Метаморфические горные породы

1. Амфиболиты

Процессы амфиболитизации затронули всю западную часть массива. Если итти с востока на запад, то картина изменения горных пород будет следующая. Сначала в них появляется легкая сланцеватость, которая, усиливаясь постепенно, создает сильно сланцеватые породы. В то же время вначале встречаются средне- и мелкозернистые разности габброамфиболитов, часто во взаимном смешении, аналогичном такситовым

габбро. В середине амфиболитовой области, на вершинах Карасевых гор, находятся непрерывные скалистые гребни амфиболитов сильно сланцеватой текстуры. Дальше следуют склоны к р. Кедровке. В обнажениях долины этой речки было замерено в утесе пологое падение на восток 40° , а на западной стороне речки обнажены кварциты. Вместе с тем сланцеватость амфиболитов достигает высшей степени.

Минералогический состав амфиболитов дан в табл. 25.

Таблица 25 Минералогический состав амфиболитов (в %)

№ вораздов	минералы											
	Плагио- клаз	№ плагио- клаза	Рогован обманка	Кварц	Магнетит	Пирит	Тита- нит	Рутил	Апа- тит			
615	23.0	0	76.0	1.0		_	_		<u>.</u>			
744	31.1		67.3	0.2	0.5	0.5	0.4	_	_			
639	35.0	13	64.5	_	_	_	-	0.5	_			
593	41.4		57.8	0.8		_	_		_			
638	42.5	42	55.9	_		1.1	0.5		_			
508	43.5		54.1		_	_	2.3		0.1			
59 8	56.3	-	42.8	0.1	_	-	0.6	_	0.1			
652	58.4		36.0	3.8	0.8	_	1.0	_	—			
641	59.2	-	40.8	_	_ 1	_			_			
628	68.6	1 - 1	26.8		_	_	4.6	- 1				
681	61.6	- 1	9.2	29.2		_	-	_	_			
681	64.7		35.0	0.1	_	- !	0.1	<u></u>	0.1			
681	59.8	-	39.2		-		0.98	–	0.02			
681	60.5	-	39.2	_	_		0.3	_	_			

Примечания: № 615—амфиболит, у пересечения дороги с просекой 256—281; № 744—по дороге к северо-западу в 128 квартале; № 639—угол 232 квартала; № 593—266 квартал, вдоль западного подножья Карасевых гор; № 638—231 квартал, на дороге в 1 км к западу от просеки 231—232; № 508—на просеке южной границы района, к востоку от р. Черной, в 120 м к востоку от столба 327—328; № 598—на просеке 282—305; № 652—в юго-западном углу 178 квартала, у р. Выи; № 641— юго-западный угол 232 квартала; 628—231 квартал, вершина горы Карасевой, на подъеме дороги с юга; № 681—153 квартал. Последние четыре подсчета попарно являются такситовыми амфиболитами с квардем и без кварца.

Как видно из таблицы, состав пород соответствует таковому габбро, но отличается от него обычно полной соссюритизацией или эпидотизацией илагиоклаза. Только в одном случае сохранились плагиоклазы № 42, да еще в нескольких случаях, когда они в различной степени соссюритизированы, плагиоклазы обладали составом №№ 27, 16, 39.

Роговая обманка амфиболитов обычно светлозеленая; cNg = 16°. Ее формы выделения, как и плагиоклазов, неправильны. Плагиоклаз почти нацело соссюритизирован. Очень часто появляются зернышки титанита или красно-буро-коричневого рутила. Кварц довольно обычен и в некоторых случаях сближает описываемые породы с диоритами. Интересны такситовые разности, которые представляют собой в шлифе контакт средне- и мелкозернистого габбро-амфиболита. К этим породам нами относятся такие, которые были совместно метаморфизованы и содержат все признаки реликтовой габбровой структуры (№ 681). Переход от одной породы к другой макроскопически резкий, но под микроскопом постепенен, и одна порода является продолжением другой. Граница между породами параллельна сланцеватости. Среднезернистая порода состоит из зерен мутного соссюрита размерами 2 мм и роговой обманки с габбровой

структурой, принявшей сланцеватость. Мелкозернистая порода состоит из тех же минералов и в тех же отношениях, но величина зерна всего 0.2—0.5 мм. Другой образец характеризуется тем, что в амфиболите появляется немного кварца в форме зерен, зажатых вместе с роговой обманкой между плагиоклазами. По резкой границе этих пород появляется много кварца в виде неправильных зерен с роговой обманкой.

Иногда по сланцеватости амфиболитов наблюдаются инъекции гранита, местами пережимаемого в отдельные линзочки (обр. № 744). В других случаях порода пересекается тонкими прожилками (2-5 мм) зернистого плагиоклаза. Структура пород обычно гранобластическая или нематобластическая, но иногда в тонкосланцеватых разностях переходит в фибробластическую. Точно так же нередко породы приобретают линзовидную текстуру. В них появляются поверхности скольжения, выстланные тонковолокнистым актинолитом, отграничивающим линзовидные участки первоначального амфиболита, иногда еще с реликтами габброидной структуры. На южной границе района в 150 м к востоку от столба 327—328 наблюдался амфиболит с сильно катаклазовой структурой, граничащей с милонитизацией. Зерна альбита, сохранившиеся от раздробления, пронизаны прожилками эпидота. В пределах этих участков волокна актинолита удлинены по сланцеватости, в местах же, подвергшихся сильному смятию, все раздроблено и перемешано. Иногда тонкокристаллические породы имеют роговиковый характер (обр. № 608).

В породе № 747 наблюдался прожилок гранита шириной 2 мм, в котором произошла оригинальная дифференциация. Его зальбанды состоят из кварца, средняя часть содержит только соссюритизированный плагиоклаз, местами замещенный зернистым агрегатом эпидота. Встречаются также отдельные чешуйки биотита, частично замещенного пеннином,

и кристаллики пирита.

2. Явления контактового метаморфизма

Наше знакомство с явлениями контактового метаморфизма около массива и в нем носило самый общий характер, так как изучение их не входило в задачи наших исследований. Данные работ А. К. Болдырева и наши наблюдения показали наличие как эндо-, так и экзоконтактовых явлений. Эндоконтактовые явления были охарактеризованы выше, при описании сиенитов. Они выражаются в развитии лейкократовых альбитовых фаций сиенитов, нередко содержащих зерна диопсида или эпидота, особенно развитые в районе пос. Лебяжинского. Такие же разности с эпи-

дотом были наблюдаемы и на Естюнинском месторождении.

Экзоконтактовые явления, согласно данным А. К. Болдырева, заключаются в развитии различного рода скарнов, в которых самую существенную роль играют диопсид, гранат, далее актинолит, эпидот, а из рудных минералов — магнетит, сульфиды и ряд других (Болдырев, 1927). Скарнированию подвергаются только известняки верхнего силура и порфиритовые туфы того же возраста. В то же время часто образуются и роговики, примером которых являются альбитовые роговики, происшедшие из ортофиров. К числу явлений перекристаллизации типа эндоконтактовых относится также и развитие описанных выше явлений роговиковой перекристаллизации в мелкозернистых краевых фациях различных горных пород массива. Из особых, не описанных ранее процессов мы упомянем развитие форстерита в мраморах, наблюдавшихся на дороге вдоль южного берега Выйского пруда, близ просеки 184—185. Здесь на белом фоне среднезернистых мраморов, развитых среди области сиенитов и являющихся, повидимому, ксенолитом, видны черные точки.

При микроскопическом исследовании оказалось, что точки являются округлыми псевдоморфозами хризотила по оливину, который сохранился в небольшом количестве в виде зерен в 0.15 мм. Некоторые из них обладают кристаллическими гранями. Величина $2V = +83^{\circ}$, что дает $Fe_2SiO_4-0\%$.

Другим особым типом является эпидотовый роговик, встреченный в 136 квартале среди области сиенита. Наконец, следует отметить роговиковую перекристаллизацию уралитовых порфиритов на западном склоне горы Голый Камень, вблизи контакта с кварцевыми диоритами.

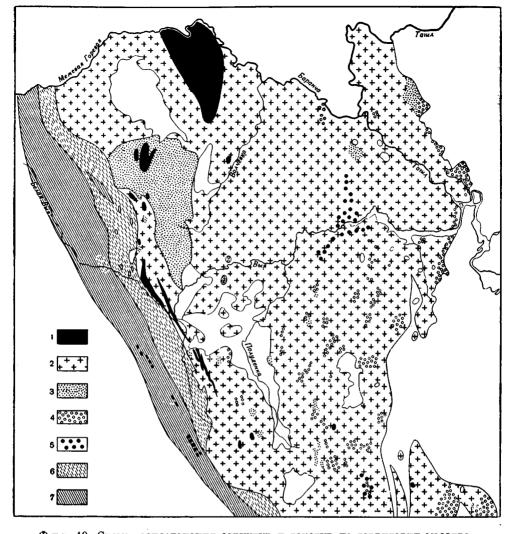
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД НА ТЕРРИТОРИИ МАССИВА

В распределении горных пород (фиг. 1) описываемой части массива наблюдаются те же закономерности, которые были констатированы и в других частях массива Л. Дюпарком и Н. К. Высоцким. Западная часть массива шириною от 1.5 до 4 км сложена амфиболитами, степень сланцеватости которых постепенно уменьшается с удалением от контакта. Вдоль восточной границы амфиболитов расположен ряд перидотитовых и пироксенитовых тел. Эти породы развиты также и на горе Васильевской в северной части района. Оливиновые габбро развиты спорадически. Они встречаются на горе Сидоровой на северо-западе района, в районе среднего течения р. Выи, на юге горы Елевой. Гораздо большее значение имеют габбро-нориты, развитые также на горе Сидоровой и на горе Долгой. Главную роль в строении массива играют роговообманковые габбро, габбро-диориты, кварцевые габбро и кварцевые диориты. Восточная часть массива сложена гранитоидными породами и сиенитами. Гранитоиды образуют также долину рч. Волчевки. Между ними и габбровыми породами развиты кварцевые диориты. Между сиенитами и габбро горы Долгой, а также в верховьях рч. Волчевки, встречаются монцонитовые фации.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКСТУР И СТРУКТУР НА ТЕРРИТОРИИ МАССИВА

Текстурные особенности пород распределяются на территории массива не случайно (фиг. 19). Сланцеватые текстуры свойственны амфиболитовой области западной части массива. При этом западная часть их сложена мелкозернистыми и тонкосланцеватыми породами, но сланцеватость уменьшается по мере удаления от контакта. В восточной части амфиболитовой области развита сланцеватость вместе с признаками неоднородности, подобно такситовым формам. Среди тонкокристаллических и тонкосланцеватых амфиболитов наблюдаются линзовидные участки среднезернистых амфиболитов, обтекаемых первыми, но без резких границ. Явление имеет, повидимому, вторичный характер дифференциальной рассланцованности, и среднезернистые участки являются менее деформированными частями первоначальных пород, хотя, быть может, некоторую роль в их образовании играла и такситовая структура первоначальных пород.

На территории неметаморфизованных пород массива господствуют массивные текстуры. Наряду с ними наблюдаются также полосчатые текстуры, хотя их роль и очень незначительна. Таковы оливиновые габбро южной части горы Елевой, на широтной дороге. Такситовые разности приурочены к восточному контакту габброидов, при переходе их к кварцевым дьоритам. Такие же текстуры, но менее резко выраженные, спорадически развиты и на остальной территории, что сказывается в наличии включений мелкозернистых габброидов в среднезернистые. Ввиду того,



Фиг. 19. Схема распределения структур и текстур на территории массива.

1 — пироксениты в перидотиты; 2 — среднезернистые структуры; 3 — мелкозернистые структуры; 4 — порфировидные структуры; 5 — такситовые структуры; 6 — слабо рассланцованные структуры.

Туры; 7 — сильно рассланцованные структуры.

что обнаженность массива характеризуется россыпями глыб и кусков пород в их элювии, не всегда можно констатировать природу и отношение друг к другу встречающихся совместно средне- и крупнозернистых разностей пород, и иногда порфиритовые и аплитовые породы могут быть россыпями жильных пород. Однако на территории к юго-западу от гор Васильевской и Сидоровой констатируется область сплошного развития мелкозернистых аплитовых и порфиритовых фаций. Эта область обширна и протягивается к югу до р. Выи. Замечательно, что на ее территории мелкозернистыми структурами обладают различные породы, — разнообразные типы габбро, габбро-нориты, диоритовые и кварцево-диоритовые породы до гранитоидов. Это указывает на то, что эта область представляет краевую фацию массива, окруженную среднезернистыми разностями тех же пород. Взаимные переходы различных дифференциатов друг в друга в свою очередь являются показателями того, что магма при быстром

застывании в краевых частях была уже полностью дифференцирована и разделение магматического бассейна произошло еще на глубине до интрузии. Мелкозернистые породы такой же структуры развиты и на других участках массива в качестве включений. Такситовые разности восточной части массива представляют в сущности результат цементации мелкозернистых порфировых и аплитовидных фаций кварцеводиоритовым материалом.

Как следует из описания этих пород, состав обломков и цемента или прожилков, которыми спаяны эти обломки, характеризуется соотноше прими, свидетельствующими о том, что в этих областих краевая корка застывания массива была раздроблена интрудировавшими из глубины еще не застывшими массами, имевшими более кислый состав. Состав плагиоклазов этих включений такситовых пород иногда соответствует плагиоклазу цементирующих пород, и в этом случае можно полагать, что между составом обломков и кварцеводиоритовой магмой происходили процессы, выравнявшие состав. Это тем более вероятно, реакционные что часто включения претерпевали роговиковую перекристаллизацию. Последняя очень сильно выражена в мелкозернистых фациях квардевых диоритов Черемшанской просеки к западу от горы Высокой. Небольшой изолированный островок мелкозернистых аплитовидных габбродиоритов развит также на горе Естюниной, где он вступил в контакт с сиенитами, и как результат этого контакта образовались месторождения магнетита горы Естюниной. Это следует подчеркнуть, так как между среднезернистыми разностями диоритов и габбро и сиенитами наблюдаются всегда постепенные переходы, что и стоит в связи с тем, что габбродиориты горы Естюниной представляют собою результат погружения краевой фации в массу среднезернистых пород или же результат интрузии сиенитов в краевую область массива.

Краевая аплитовая и порфировая корка охлаждения характерна и для восточной части сиенитов на контакте их с ортофирами и их туфами. На западном контакте при переходе к среднезернистым породам габбро и диоритов таких закаленных фаций не наблюдается. Это дает нам основание к воссозданию следующей картины образования массива. Дифференциация и начальные стадии кристаллизации магмы произошли на глубине до интрузии. Во время интрузии, процесс которой происходил очень медленно, в первую стадию имело место образование закаленной корки охлаждения, представленной всеми типами горных пород, какие известны для среднезернистых разностей. В дальнейшем при повторной подвижке интрудирующей магмы эта корка местами была разбита и в виде крупных и мелких участков была местами включена в среднезернистые глубинные фации. Так образовались такситы и включения разрозненных ксенолитов, так образовались и крупные массы аплитовых и порфиритовых фаций, какими являются породы района горы Баклушиной и Естюниной.

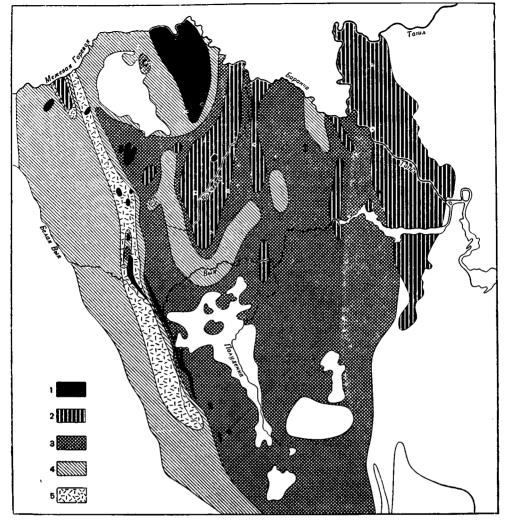
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ НА ТЕРРИТОРИИ МАССИВА

Минералогические подсчеты более 250 образцов горных пород в шлифах позволили нам наметить основную картину распределения минералов. Она стоит в тесной связи с вышеописанным распределением разностей горных пород.

Плагиоклазы (фиг. 20). Плагиоклазы по количеству на тер-

ритории массива распределяются следующим образом.

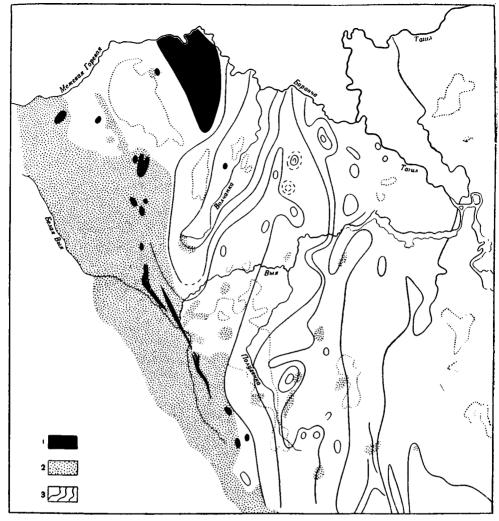
Наиболее богатые плагиоклазами породы, в которых количество этого минерала выше 75%, слагают долину рч. Волчевки и встречаются на западном склоне горы Долгой, в районе к западу от Выйского пруда и в других более мелких участках. Породы образуют полосы меридиональ-



Фиг. 20. Схема распределения количества плагиоклазов на территории массива. 1— пиронсениты и перидотиты; 2— содержание плагиоклаза более 75%; 3— содержание плагиоклаза от 60 до 75%; 4— содержание плагиоклаза от 40 до 60%; 5— содержание плагиоклаза менее 40%

ного направления. К этим породам мы условно отнесли и породы сиенитовой области, так как в ней господствуют разности, содержащие много плагиоклаза, хотя часто встречаются и участки, обогащенные ортоклазом.

В породах большей части массива содержание плагиоклаза колеблется от 60 до 75%. Западная часть, сложенная амфиболитами, характеризуется бедностью плагиоклазами и содержанием их от 40 до 60%. Наиболее бедная плагиоклазами часть габбро приурочена к границе между амфиболитами и среднезернистыми породами и прилегает к ультраосновным перидотитовым породам, хотя и не связана с ними. Так, перидотиты Акинина Бора и верхнего течения р. Выи частью залегают в середине этой бедной плагиоклазами полосы, но другая их часть лежит на краю области, характеризуемой содержанием плагиоклаза 60—75%. Пироксенитоперидотитовый массив горы Васильевской окружен разностями с содержанием 60—75% плагиоклаза.



Фиг. 21. Схема распределения состава плагиоклазов на территории массива.

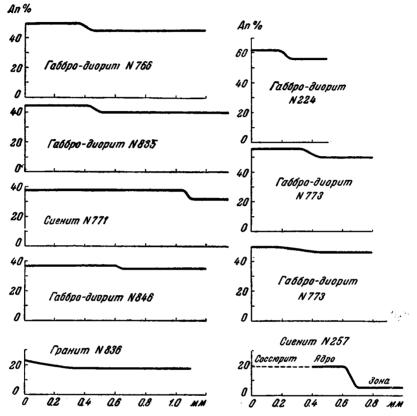
1 — пироксениты и перидотиты; 2 — соссюритивированные породы; 3 — изолинии состава

Состав плагиоклаза на территории массива распределяется сообразно с составом различных пород (фиг. 1 и 21). Мы изобразили его в виде изолиний, использовав для этого средние значения для каждой породы. Проведение этих линий обусловлено, с одной стороны, цифрами отдельных определений, с другой — границами соответствующих пород.

Прежде всего привлекает внимание сплошная соссюритизация области амфиболитов и прилегающих к ним габбро. Восточнее, среди нетронутых частей габбрового массива, наблюдаются отдельные соссюритизированные участки. Наиболее основные плагиоклазы с составом выше № 50 свойственны габбровой области. Она нарушается глубоким заливом более кислых пород рч. Волчевки. Основные плагиоклазы свойственны габбро горы Сидоровой и горы Васильевской. Большой отрог габбро горы Долгой характеризуется очень основными плагиоклазами, доходящими до № 70—80, причем к северу область габбро сужается, а состав плагиоклаза делается кислее. Эти кривые на юге нарушаются

соссюритизацией. Соответственно развитию кислых пород в долине рч. Волчевки наблюдается область, в которой состав плагиоклаза падает до № 20—40. Такой же состав характерен и для гранитовой и диоритовой краевой части массива на востоке. Для сиенитов характерен на западе в монцонитовых фациях состав №№ 20—40, в то время как в восточных приконтактовых участках плагиоклаз представлен альбитом.

Зональность плагиоклаза (фиг. 22, 23, 24). Значительная часть плагиоклазов обладает зональностью. Особенно резко она выражена у плагиоклазов порфировых разностей, но встречается также

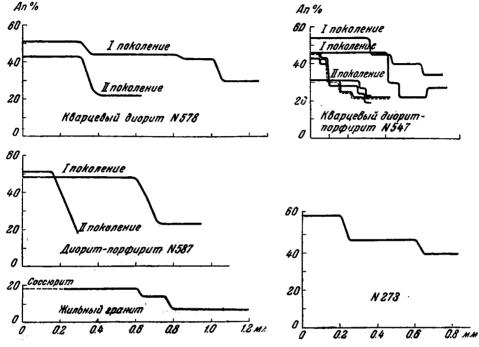


Фиг. 22. Зональность плагиоклазов в горных породах района Выйского пруда (одноступенчатый тип).

у плагиоклазов габбро и диоритов и у сиенитов с гранитами. Для исследования зональности мы измеряли состав отдельных зон, ширину их и характер переходов. Принимая во внимание непрерывность реакционной серии плагиоклазов, мы вправе ожидать постепенного изменения состава отдельных зон в кристаллах. Всякое нарушение этой непрерывности свидетельствует о каких-то особых условиях, вызвавших перерыв в процессе образования зон. С этой точки зрения интересно разобрать ряд конкретно измеренных случаев зональности плагиоклазов.

Наиболее простой тип наблюдается для пород окрестностей Выйского пруда. Во всех этих породах наблюдается простая зональность, состоящая из двух зон, разделенных одной ступенью перерыва. Эта ступень в граните № 836 настолько постепенна, что процесс может считаться непрерывным. Внешняя зона шириною 0.8 мм обладает постоянным составом № 18. Очень постепенен переход между зонами и в габбро-диорите № 773, хотя

в отдельных случаях он резче. Во всех случаях обе зоны имеют на протяжении зерна постоянный состав. При их кристаллизации условия реакции были совершенны, и состав плагиоклаза выравнивался, сохраняясь неизменным. Однако между ними наблюдается в одном случае пологий склон, в другом довольно заметный уступ. Аналогичные, но более резкие ступени выдны и в габбро-диоритах № 766, 224, 835 и 846. Во всех случаях ступени очень не велики по амплитуде и не очень широки. Они соответствуют от 4 до 8%, чаще до 6% анортита. В сиенитах района также наблюдается одна ступень (обр. №№ 771 и 257), причем в первом уступ

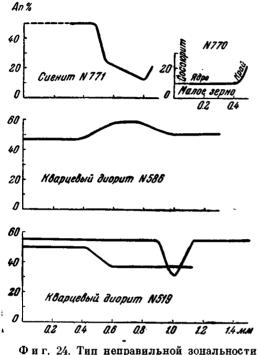


Фиг. 23. Многоступенчатый тип зональности плагиоклазов.

равен 6%, во втором 15% анортита. Условия образовавния этих пород были одинаковы. Природа этого уступа может быть истолкована как результат перехода плагиоклазовых кристаллов сразу в более кислую среду при движении их в магме. Однако постоянство явления и однообразный характер его для различных пород свидетельствуют о том, что этот факт обусловлен общей причиной. Мы можем объяснить это изменением условий кристаллизации. Первая зона образовалась на большей глубине при постепенной кристаллизации и падении температуры. Затем последовало нарушение условий и переход в более поверхностные и холодные зоны, где после быстрого приспособления к новым условиям охлаждение продолжалось медленно до конца кристаллизации с полным выравниванием во внешней зоне.

Другой тип зональности наблюдается в некоторых гранитах. Он характеризуется двухступенчатыми уступами при постоянном составе промежуточных зон. Ширина ступеней очень невелика, не более 0.05 мм, а однородных широких зон от 0.2 до 0.4 мм. В ядре наблюдается иногда соссюритизация. Такая зональность наблюдалась в гранитах Черемшанской просеки к западу от горы Высокой и в других местах. Этот факт свидетельствует о вероятном двухфазном вторжении магмы, которому соответствуют крутые ступени от одной зоны к другой.

Особый интерес представляет зональность порфировых пород. В диорит-порфирите № 587 наблюдается два поколения кристаллов плагиоклаза. Первое поколение, с составом ядра № 48—50, достигает ширилы в ядре 1.2 мм. После этого имеется одна ступень шириною 0.15 мм к краевой зоне, которая имеет ширину 0.2 мм. Второе поколение в ядре обладает также составом № 50, но ширина его равна всего 0.15 мм. Это свидетельствует о том, что второе поколение начало рост при тех же глубинных



Фиг. 24. Тип неправильной зональности илагиоклаза.

условиях, что и вкрапленники, но этот период роста был в восемь раз короче, чем для вкрапленников.

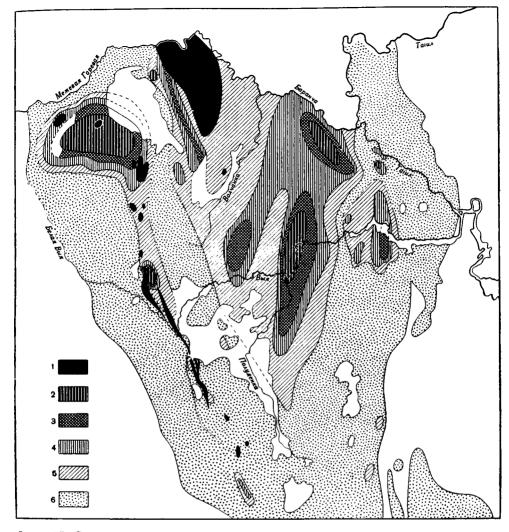
В кварцевом диорит-порфирите № 578 зональность вкрапимеет трехступен-23). Вкрапчатый вид (фиг. обладают ядре ленники В составом № 51 при ширине его, равной 0.3 мм. За ним следует уступ шириною 0.05 мм до № 44. Ширина этой зоны равна 0.5 мм. Далее следовал небольшой уступ, соответствующий 3% Ап и новая зона в 0.15 мм, характеризуемая составом № 42, далее новый уступ в 0.12 мм и край кристалла 0.2 мм шириною. Второе поколение на измеренном зерне обладало ядром шириною 0.6 мм. Если считать от центра кристалла, то ширина половины ядра будет равна 0.3 мм. Уступ в 0.1 мм отделяет его от зоны № 22, шириной 0.2 мм. Состав ядра по замеру равен № 43, т. е. в общем соот-

ветствует интервалу между 2 и 3 зонами вкрапленников, но состав периферической зоны получился кислее периферии вкрапленников.

Более сложный тип из 4 ступеней наблюдался в кварцевом диоритпорфирите № 547. Вкрапленники обладают в ядре составом № 46—54, колебания, возможно, обусловлены и условиями определения. В одном неделимом наблюдались ступени: № 54, № 45, № 40 и № 34, во втором № 46, № 30, № 22 и № 27, т. е. с возвратом к большей основности. Второе поколение дало замеры № 46 и № 44, № 31, № 25 и № 22. Это зерно сходно со вторым зерном вкрапленников. Другой размер дал № 43, № 40, № 28, № 24, и № 19. Это зерно является меньшим по размерам. Оно сходно с первым, и вполне возможно, что при ошибке в 3% Ап оно даст те же цифры, что и первое. Наконец, одно из зерен дало состав в ядре № 31, затем зоны № 27 и № 22.

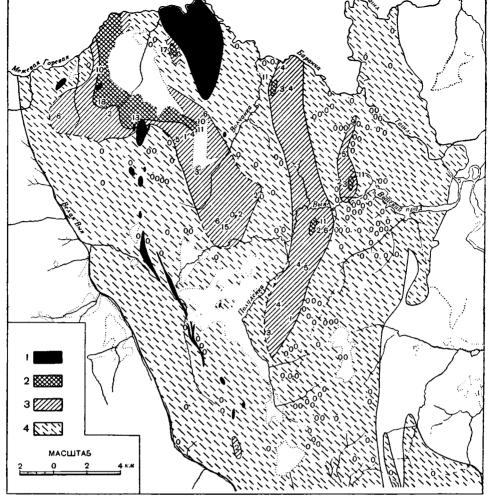
Таким образом, намечается последовательный рост вкрапленников и зерен основной массы, причем состав последних зон у них одинаков, если не считать одно зерно, отличающееся возвратом к более основному составу. Резкие ступени и 4 стадии выравнивания свидетельствуют о троекратной подвижке магмы и приспособлении к новым условиям с быстрым падением температуры.

Наконец, следует указать и на случаи неправильной зональности (фиг. 24). Так, в плагиоклазе сиенита № 771 из района горы Естюниной



Фиг. 25. Схема распределения моноклинного пироксена на территории массива.
1—пироксенаты и перидотиты; 2—содержание пироксена более 30%; 3—содержание пироксена от 20 до 30%; 4—содержание пироксена от 10 до 20%; 5—содержание пироксена от 0 до 10%; 6—пироксен отсутствует

наблюдалось серицитизированное ядро, с краев сохранившее состав № 49, затем следует резкий уступ к составу № 23 и постепенное падение в дальнейшем до № 10—12 и на краях новый подъем до № 20. Этот возврат, вероятно, объясняется реакцией магмы в контакте с габбро-диоритами. В мелких зернах той же породы наблюдался аналогичный состав. В ядре серицитизация (0.1), затем № 10 (0.3 мм) и, наконец, подъем к № 22 (0.05 мм) (фиг. 24). В кварцевом диорите из южных частей района также местами в крупных неделимых наблюдался возврат к № 55 после падения содержания анортита от № 56 к № 31. В мелких зернах состав определен в ядре № 50 с одним уступом к № 37. Возврат к прежнему составу в отдельных зернах и колебания в них обусловлены, вероятно, индивидуальными условиями их роста, например, вследствие перемещения зерен из одной части расплава в другой или притока более основного материала, в связи с ассимиляцией. Неправильно изменяется состав плагиоклаза в кварцевом

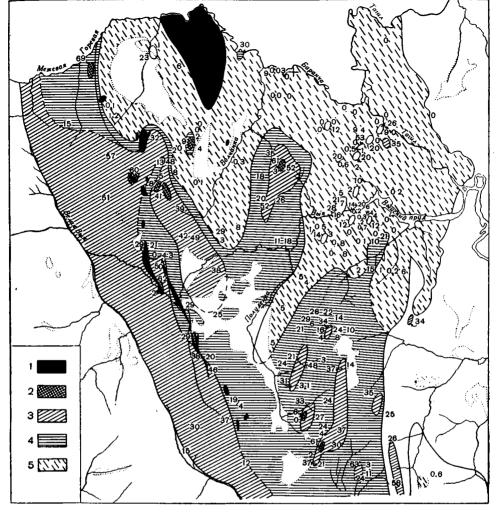


Фиг. 26. Схема распределения гиперстена на территории массива.

I — пироксениты и перидотиты; 2 — содержание гиперстена более 10%; 3 — содержание гиперстена менее 10%; 4 — породы, не содержащие гиперстена

диорит-порфирите № 586, где после ядра № 47 следует очень постепенный подъем содержания анортита до № 58 и такое же постепенное падение до № 50, после чего до окопчания кристаллизации состав остается постоянным. Интересно отметить, что плагиоклазы такситовых габбро-порфиритов обладают типом зональности, свойственным плагиоклазам нормальных пород с одноступенчатым характером, что подчеркивает возможность их застывания в качестве первичной корки охлаждения.

Моноклинный пироксен приурочен обычно к габбро. Максимальное содержание его наблюдалось в габбро на вершине горы Сидоровой, где оно равно 52%. Другой пункт повышенного содержания диаллага наблюдается в районе Акинина Бора. Большое количество диаллага (более 30%) отмечено в двух участках на горе Долгой, к западу от Выйского пруда. К ним прилегают участки, содержащие от 20 до 30% диаллага и далее от 40 до 20%. Большая часть пород района содержит до 10 %

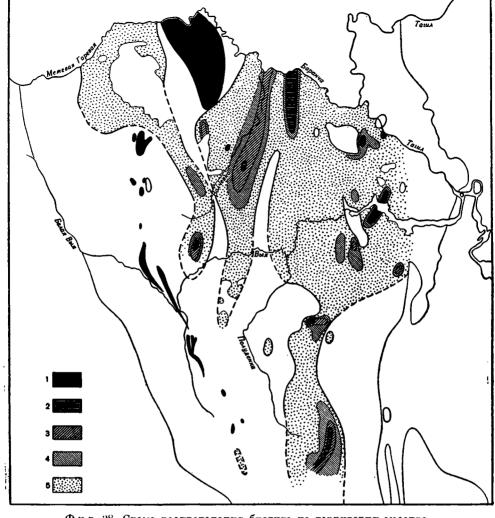


Фиг. 27. Схема распределения амфибола на территории массива.

1— пиронсениты и перидотиты; 2— содержание амфибола более 60%; 3— содержание амфибола от 30 до 60%; 4— содержание амфибола от 10 до 30%; 5— содержание амфибола от 0 до 10%; 6— цифрами поназано количество амфибола

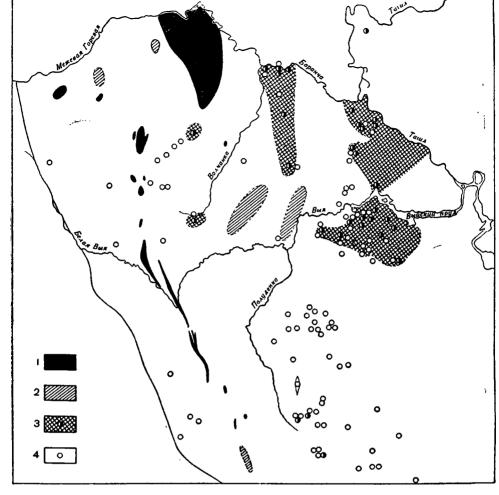
диаллага. Интересно, что кислые породы рч. Волчевки все же содержат немного моноклинного пироксена. Значительная же часть массива не содержит моноклинного пироксена. Сюда относятся амфиболитовые области и области диоритов и гранитов. В сиенитах диопсид наблюдается лишь в эндоконтактовых разностях и не имеет существенного значения. Среди лишенных пироксенов участков наблюдается небольшой островок пироксенсодержащих габбро горы Елевой и большой участок, прилегающий к сиенитам в западном конце Выйского пруда.

Гиперстен (фиг. 26). Гиперстен приурочен к двум большим областям. Одна из них—район горы Сидоровой, другая—гора Долгая. Небольшая полоска гиперстенсодержащих пород наблюдается также в западной части Выйского пруда и на горе Елевой. При этом распределение гиперстена независимо от предыдущих компонентов и характерно как для основных, так и для кислых пород соответствующих областей.



Фиг. 28. Схема распределения биотита на территории массива. I — пироксениты и перидотиты; 2 — содержание биотита более 3%; 3 — содержание биотита от 2%; 4 — содержание биотита от 1 до 2%; 5 — содержание биотита менее 1.0%.

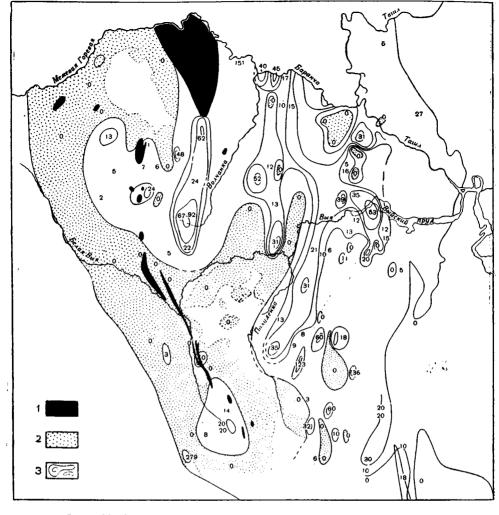
Амфибол (фиг. 27). Амфибол является наиболее распространенным минералом на территории массива. Амфиболиты содержат от 30 до 60% амфибола. На территории, прилегающей к амфиболитам, в габбро количество амфибола колеблется от 10 до 30%. Из этой области вдаются к северу два залива, — один к горе Долгой, другой к Выйскому пруду. Среди этой области имеются значительные участки с содержанием от 30 до 60% амфибола, независимые от содержания пироксена, хотя в общем эти компоненты являются до некоторой степени взаимно дополняющими друг друга. Весь северо-восток района характеризуется содержанием амфибола от 0 до 10%. Это — север горы Долгой, район долины рч. Волчевки, район, прилегающий к горе Васильевской и Выйскому пруду. Здесь только местами наблюдаются незначительные обогащенные амфиболом участки. Распространение пироксенито-перидотитовых тел не зависит от границ распространения амфибола, подчеркивая более позднее проникновение этих тел в место их современного залегания.



Фиг. 29. Схема распространения оливина, ортоклаза и кварца на территории массива.

1 — пироксениты и перидотиты; 2 — оливин; 3 — ортоклаз; 4 — кварц

Биотит (фиг. 28). Обогащенная амфиболом юго-западная часть массива не содержит биотита. Значительная северо-восточная часть массива содержит до 1% биотита. Нет биотита в габбро, окружающих гору Васильевскую. Габбро-норитовые породы не содержат амфибола, но всегда имеют биотит. По содержанию биотита выделяются габбро-норитовые породы горы Долгой; в них иногда содержание его доходит до 3%, а местами и выше. От горы Сидоровой биотитсодержащие породы проходят почти до Акинина Бора. Другой залив в область, лишенную биотита, наблюдается на протяжении горы Долгой к югу. Наконец, биотитсодержащие породы проходят к югу параллельно восточной границе массива. Однако кислые фации его лишены биотита. краевые биотит но количественные ero подсчеты на территории, обычен. занятой сиенитами, недостаточны. Среди биотитсодержащих пород наблюдаются два участка, лишенных биотита. Эти породы горы Естюниной и участок к западу от Выйского пруда. Они отличаются и по структуре, что объясняется, повидимому, особенностью их генезиса как ксенолитов.



Фиг. 30. Схема распространения апатита на территории массива.

1 — пироксениты и (перидотиты; 2 — породы, не содержащие апатита; 3 — цифры содержании апатита в сотых долях процента.

Оливин (фиг. 29). Оливин в габбро встречается редко. Он констатирован на горе Сидоровой, между верховьями рч. Волчевки и Выйским прудом и на юге горы Елевой, а также к западу от горы Васильевской у рч. Малой Гаревой. Это оливиновые габбро-нориты.

Ортоклаз является довольно распространенным минералом. Он широко распространен в габбро-норитовых породах северной части горы Долгой, где обычно развит в виде антипертитов, но иногда содержание его достигает 2—3%. В монцонитовых участках верховьев рч. Волчевки его содержится до 2.5%. Он же встречается и в норито-диоритовых фациях к югу от горы Васильевской, на восточном склоне горы Баклушиной. Ортоклаз является типичным минералом сиенитов.

Кварц (фиг. 29). Кварц приурочен к породам района долины рч. Волчевки и к восточной части массива. Однако он встречается и на западе, среди амфиболитов, где содержание его доходит иногда до 4%, а иногда и выше.

А п а т и т (фиг. 30). Распределение апатита представляет интерес. Область амфиболитов и почти вся юго-западная часть массива лишены апатита. Среди этой области наблюдается участок апатитсодержащих пород на горе Елевой. От этой области отходит залив лишенных апатита пород к горе Долгой, но не доходит до нее. На горе Сидоровой также в породах не наблюдалось апатита. В северо-восточной части массива характерно содержание апатита.. Особенно много апатита наблюдается к югу от горы Васильевской (до 0.62%). Повышенное количество его наблюдается также на горе Долгой и на хребте к югу от Выйского пруда. Очень много апатита наблюдается в горных породах, прилегающих к габбродиоритам горы Естюниной. Зато сами эти породы лишены апатита, являясь как бы островом и подтверждая этим их положение в качестве ксенолита.

Наблюдается мекоторая аналогия в распределении апатита, амфибола и биотита, но неполная. Характерно отсутствие апатита там, где имеется оливин, и концентрация его в породах, содержащих ортоклаз.

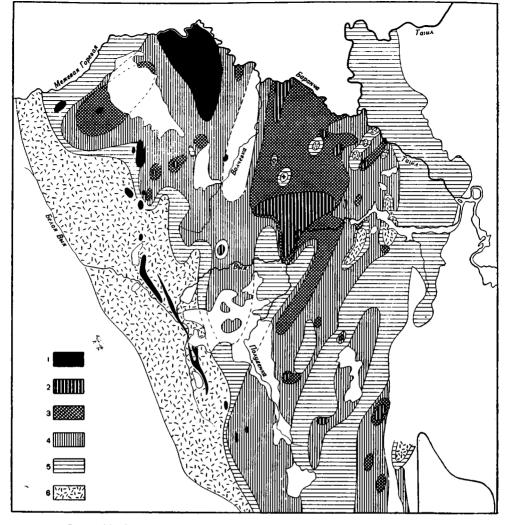
Магнетит (фиг. 31). Вся юго-западная часть массива, область амфиболитов и прилегающих габбро лишены магнетита или содержат его иногда в очень небольших количествах. Прилегающая узкая кайма габбро содержит менее 1% магнетита. Эта кайма дает отрог к северо-востоку к горе Долгой, подобный отрогу с отсутствием апатита или биотита. Общирная область, разделяемая этим отрогом на две части, характеризуется содержанием магнетита от 1 до 3%. Западная часть этой области прилегает к горе Васильевской и простирается к югу до Акчнина Бора, восточная тянется от горы Естюниной к горе Елевой. Средь западной части на горе Сидоровой выделяется участок с 3—5% магнетита. Столько же магнетита содержат породы горы Долгой. На последней выделяются два участка с содержанием магнетита более 5%. Один находится на севере, другой на юге, к западу от Выйского пруда. К западной части Выйского пруда прилегают два участка, лишенные магнетита.

Суммируя эти данные, следует отметить близость в распределении таких компонентов, как биотит, апатит и магнетит. Распределение амфибола сходно с распределением этих минералов. Если отсутствие некоторых из этих компонентов и обилие амфибола в амфиболитах можно отнести за счет метаморфизма, то этого нельзя сказать относительно прилегающих к ним габбро, хотя контуры соссюритизации очень близки к контурам отсутствия магнетита и биотита, а также обилия амфибола.

Наблюдается по распространению некоторых компонентов резкое выделение ксенолитов горы Естюниной и западной части Выйского пруда. Здесь же наблюдаются также особые структурные аплитовые фации и наличие такситовых структур, что стоит в согласии и подтверждает особое значение этих районов. Концентрация апатита около габбродиоритов горы Естюниной естественно объясняется контактовыми процессами.

Общее увеличение содержания магнетита, апатита и биотита является показателем концентрации К, Fe и P и родства пород, содержащих эти минералы, с сиенитовой магмой. Вряд ли можно относить наличие ортоклаза за счет влияния сиенитов. Ортоклаз появляется в габбро-норитах далеко от сиенитов, в верховьях рч. Волчевки и около горы Баклушиной, в недрах массива. С другой стороны, на горе Долгой габбро-нориты иногда также приобретают заметное количество ортоклаза и биотита. Эти два минерала являются постоянными спутниками друг друга и отчасти антагонистами амфибола в габбро-норитах. Их концентрация является следствием накопления летучих компонентов.

Как выше указано, аплитовидные фации горы Естюниной являются ксенолитами в среднезернистых породах. Об этом свидетельствует также



Фиг. 31. Схема распространения магнетита на территории массива.

1— пироксениты и перидотиты; 2— содержание магнетита более 5%; 3— содержание магнетита от 3 до 5%; 4— содержание магнетита от 1 до 3%; 5— содержание магнетита менее 1%; 6— породы, не содержащие магнетита

зональность плагиоклазов сиенита (обр. № 771), взятого вблизи контакта с габбро-диоритами. В плагиоклазах здесь наблюдается, после нормального падения содержания анортита к периферии, тонкая более основная кайма. Как мы видели, внедрение горных пород окрестностей Выйского пруда совершалось в два приема с небольшим диапазоном подвижки магмы, что вызвало один скачок в зональности плагиоклазов с очень незначительным падением основности периферии кристаллов. В отличие от этого в кварцевых диоритах и гранитах наблюдается одно- и двухступенчатая зональность. Их внедрение сопровождалось то одной, то двумя подвижками. В то же время некоторые кварцевые диорит-порфириты, как жильные породы, показывают четырехкратные подвижки магмы во время интрузии. Повторная подвижка магмы в районе Выйского пруда охватила всю серию дифференциации, и понятным становится наличие

такситовых форм в этом районе, а также крупных ксенолитов габбродиоритов горы Естюниной. Все указанные явления связываются таким образом в одну картину и не противоречат друг другу.

химическое исследование пород массива

Химическое исследование горных пород описываемой части массива ограничилось анализами двух оливиновых габбро, трех кварцевых диоритов, трех сиенитов, два анализа которых взяты из литературы. Кроме того, проанализирован шонкинит из дайки северного отрога диоритов горы Максимихи. Эти анализы сведены в табл. 26, в которой приведены также анализы аналогичных пород из района г. Кушвы и д. Лаи.

Таблица 26 Химический состав горных пород (в %)

Ž.	\$10°	Ti0,	A1,0,	Fe,O,	FeO	MnO	MgO	CaO	NasO	K,0	H ₈ 0+	H,0—	P,0,	CI	Ħ	Сумма
2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12	49.57 53.70 52.40 59.50 51.22 54.70 54.93 56.42 58.31 60.15 60.36	0.60 1.09 0.65 0.58 0.68 0.64 0.80 0.75 0.16 0.39	14.33 14.95 14.75 17.58 16.22 19.72 23.24 13.08 18.16 19.29 18.79 19.60 11.44	6.79 8.07 4.25 1.98 2.89 1.47 4.55 7.29 4.41 0.34 2.96	4.74 4.40 5.92 5.93 3.90 2.94 3.13 1.23 2.20 1.00		3.89 5.34 2.70 3.13 1.61 1.61 2.55 1.67 2.87 0.44	11.97 8.80 10.21 5.58 9.19 7.04 8.14 6.97 4.47 7.63 2.12	2.68 3.84 2.47 2.57 4.88 4.39 4.98 5.79 6.05 6.47 9.50	0.49 0.50 0.76 2.14 2.03 2.69 3.02 0.42 2.89 0.38 3.24	0.65 0.68 0.65 2.25 1.84 0.73 0.66 0.51 2.05 0.39	0.18 0.07 — 0.15 0.09 — 0.07 0.09 0.09 0.31	0.00 0.01 - 0.44 - 2.75 0.22 0.00 0.34 0.07	0.07 - 0.00 - 0.01 0.00 0.04 0.02	0.00 - 0.00 0.00 0.00 0.00	100.53 100.21 100.08 100.53 99.52 100.52 99.46 98.15 100.84 100.68 100.32 100.44 100.03

Примечания: № 1— оливиновый габбро-норит, гора Елевая, дорога на южном склоне; № 2— то же, гора Сидорова; № 3— кварцевый диорит № 568. В породе определена еще S = 0.11 %; № 4— (кварцевое габбро). Черемшанская просека (анализ получен от А. К. Болдырева); № 5— кварцевый диорит, гора Тонская (анализ получен от А. К. Болдырева); № 6— габбро-сиенит. К юго-востоку от г. Кушвы; № 7— сиенит, Выйский пруд; № 8— сиенит горы Высокой (Д. В. Никитин (1916)); № 9— сиенит-диорит № 837. Юго-западный берег Выйского пруда; № 10— кварцевый сиенит, к северу от рамки карты, к югу от д. Лаи; № 11— сиенит-диорит горы Естюниной. Скважина в лежачем боку рудного тела; № 12— сиенит № 34 к северу от г. Тагила; № 13— шонкинит. Северные окранны горы Максимихи, к югу от г. Тагила. Определена еще S = 0.10%.

Для части анализированных пород произведен ряд подсчетов минералогического состава. Они приведены в табл. 27.

Эти и другие цифры были пересчитаны на химический состав, причем был принят во внимание состав плагиоклазов согласно среднему оптическому определению в каждой породе. Диаллаг для габбровых пород принимался по анализу, имеющемуся у Л. Дюпарка (Duparc e. Tichonowich, 1914), точно так же как и амфибол габбровых пород. Амфибол перидотитов принят был, соответственно оптическим определениям, как актинолит или как роговая обманка состава уралита, или как обыкновенная роговая обманка. Амфибол диоритов и гранитов был взят согласно анализам амфибола этих пород. Состав биотита принят по среднему составу породообразующих биотитов. Содержание FeO и MgO в оливине и гиперстене принималось согласно определению по величине 2V.

Минералогический состав анализированных горных пород (в %)

								N.	οб	раз	ц 0	(ОВ												
Минералы	527	735,	735 _s	735,	735.	735	5681	568,	,568,	5684	568	837,	837,	837,	8374	837.	837	34						
Плагиоклаз	64.84	53.33	70.67	70.70	49.7	61.1	78.87	70.52	72.51	83.82	76.4	82.89	89.26	91.43	85.00	86.78	87.1	90.1						
Оливин	2.34	3.80	-	0.85	2.5	1.8	ľ –	-		-	_	_		_	-	_	_							
Гиперстен	1.59	2.21	13.88	0.89	20.8	9.4	3.31	5.59	6.71	4.69	4.9		_	_	_		-	-						
Моноклинный пиро- ксен	19.70	38.26	13.78	25.01	22.4	25.0	6.17	7.81	7.64	1.43	5.8	1.38	2.61	1.19	2.80	2.31	2.1	_						
Амфибол	10.80	_	_	–	0.7	0.2	4.58	9.92	5.16	5.89	6.4	8.64	3.55	2.48	6.80	4.86	5.2	_						
Биотит	0.05	0.28	0.15	0.27	0.3	0.3	0.05	0.10	0.13	0.20	0.12	_	0.01	_	_	0.01	сл.	1.1						
Ортоклаз	-	-	_	ŀ	_	-	_	-		-	_	_	0.01	0.01	_	_	сл.	3.4						
Кварц	_	_	· —	- '		_	3.16	3.78	4.45	2.25	3.9	4.14	2.31	3.07	2.51	4.26	3.3							
Магнетит	0.73	2.12	0.52	2.28	3.6	2.2	1.51	1.92	2.91	1.61	2.0	2.12	1.93	1.27	2.36	1.31	1.8	0.6						
Титанит	<u> </u>	-	_	_	_	_	-	_	_	_	-	0.01	_	_	_		сл.	0.3						
Апатит		_	_	-	_		0.35	0.31	0.50	0.71	0.47	0.81	0.32	0.57	0.43	0.47	0.5	0.05						
Пирит	-	-	_		_	_	_	0.04	_	-	0.01		_	_	_	-	_	_						
Эпидот	— .	_	_	_	_	_	-	_	-	-	_		_	_	-	-	-	4.54						
№ плагиоклаза	72	-		_		57	_	_	_	-	38		_		_	-	29	9						

Примечания: № 735_{1-5} — отдельные пересчеты, № 735 — среднее из них. То же для № 837_{1-5} и 837 и для 568_{1-4} и 568.

Химический состав горных пород на основании минералогического анализа (в %) по табл. 27

Таблица 28

_ N•	Компоненты														
обрав-	SiO ₂	TiO.	Al ₂ O ₂	Fe,O,	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K20	H,O	P.O.	Cı	s		
568 568 ₁ 568 ₂ 568 ₃ 568 ₃ 568 ₄ 837 34 527 735 ₁ 735 ₂ 735 ₃	56.3 57.4 55.2 55.2 55.7 58.1 64.3 49.9 50.1 51.6 49.9	0.24 0.3 0.26 0.26 0.21 - 0.3	19.7 20.3 17.2 18.2 21.5 22.8 19.7 18.9 15.5 18.8 19.5	2.9 2.3 3.3 3.9 2.4 2.1 2.3 2.7 3.1 2.8	4.0 2.9 5.6 5.4 2.4 1.3 0.4 5.3 3.7 5.6 4.5	2.5 2.3 4.2 3.3 1.8 1.0 0.1 6.2 9.4 6.6 7.5	8.5 8.5 9.0 8.3 8.0 6.8 2.4 15.5 16.2 11.3 13.2	5.6 4.7 5.0	0.03 0.01 0.01 0.02 cm. 0.65 cm. 0.02 0.01	0.18 0.16 0.30 0.16 1.3 — 0.12 сл.	0.22 0.18 0.16 0.23 0.31 0.16 0.03 0.00	0.01 0.03 0.03 0.04 0.06 0.04 cn. 0.00	0.02		
735 ₄ 735 ₅	$\begin{array}{c} 50.7 \\ 50.3 \end{array}$	_	13.5 17.7	$\begin{array}{c c} 4.2 \\ 3.5 \end{array}$	$8.5 \\ 4.7$	10.1 7.6	10.8 13.5	$\frac{2.18}{2.68}$	$\begin{bmatrix} 0.02 \\ 0.02 \end{bmatrix}$	_	$0.00 \\ 0.00$	_	_		
735 Средн.	50.5	0.00	17.0	3.3	5.4	8.2	13.0	2.54	0.02		0.00	_	_		

Сравнивая приведенные цифры с соответственными цифрами жимических анализов, мы видим, что в кварцевом диорите обр. № 568 путем расчета получается больше SiO2 на 2.6 % и меньше TiO2 на 0.8 %. Расхождение в общей сумме кислотных окислов на 1.8% можно объяснить большим богатством анализированного образца кварцем; содержание последнего в отдельных шлифах колебалось от 2.25 до 5.16%. Меньшим количеством плагиоклаза может быть объяснено меньшее количество А1,0, в анализе. Большая неувязка видна в количестве Fe₂O₃, равная 5.1%, с превышением в анализе, тогда как рассчитанное содержание FeO увязывается с практическим определением. Количество MgO в анализе больше теоретического на 1.3%, а СаО близко подходит в обоих рядах цифр. Количество Na₂O в анализе меньше на 1.6% против рассчитанного. В общем видно, что анализированный образец был богаче меланократовыми компонентами и замена Al_2O_3 на Fe_2O_3 в анализе может быть объяснена лишь большим количеством магнетита и темноцветных минералов в анализированном образце. Это последнее справедливо и по иругим фемическим ингредиентам анализа. Большая неувязка в содержании К "О объясняется тем, что в минералогическом составе почти нет калийсодержащих минералов и весь К₂О анализа связан в составе плагиоклазов. Неувязку в отношении содержания P_2O_5 (0.01 вместо 0.22%) следует отнести за счет неточности анализа, так как колебания в содержании апатита находятся в пределах от 0.31 до 0.71%, а содержание хлора в анализе 0.07% соответствует содержанию апатита. В анализе в отношении Fe.O. должна быть внесена поправка, так как количество магнетита колеблется в пределах 1.5—2.9%, что при очень богатой железом роговой обманке не может дать больше 4% Fe₂O₃. При расчете анализа на реальные минералы мы встречаемся с трудностями, ввиду необходимости создания большого количества (10%) магнетита или необходимости перевода FeO в FeO для создания большего количества гиперстена. Последнее возможно, так как гиперстена в породе много: в отдельных шлифах его содержание

колеблется от 3.31 до 6.71%. Если учесть содержание Na₂O для роговой обманки, равное около 1.9%, то при принятии максимального количества ее в породе (9.92%) содержание Na₂O в породе в составе амфибола будет не более 0.18%, а при среднем содержании в породе амфибола — всего 0.12%. Отсюда количество Na₂O в плагиоклазе будет равно 3.72%. Нормативный состав плагиоклаза будет соответственно несколько более кислым. Он соответствует № 37 или Or_{5.0} Ab_{58.5} An_{36.5}. Оптические определения дали в среднем № 38. Эти данные являются довольно близкими. По химическому анализу содержание ортоклаза в плагиоклазе около 5%, тогда как фактически в породе его нет.

Химический состав по пересчетам породы № 837 также обнаруживает уклонения от анализа, произведенного в лаборатории (№ 9 табл. 26). Количество SiO₂ в них близко. Глинозем дает меньшую величину в анализе на 4.7%. Большое расхождение получается в цифрах содержания Fe₂O₃, равное 5.1%. Остальные цифры близки и колебания их могут быть объяснены недостаточностью площади подсчетов (5 шлифов), причем кварц в отдельных шлифах дал колебания от 2.3 до 4.3%, были наблюдаемы количества ортоклаза, достигавшие 0.01%, плагиоклазы дали вариации в пределах 82.9—91.4%, диопсид—1.2 до 2.6%, амфибол 2.5 до 8.5%, магнетит 1.3—2.4% и апатит 0.4—0.8%.

магнетит 1.3—2.4% и апатит 0.4—0.8%.
В одном шлифе был встречен титанит 0.01%, а в двух шлифах — биотит по 0.01%.

Отсюда понятны несоответствия в цифрах пересчетов и данных химических анализов, обусловленные колебаниями в минералогическом составе отдельных шлифов. Так, Na_2O в анализе меньше на 1.8%, что может быть объяснено колебаниями в содержании плагиоклаза (альбит $N \ge 5$). Содержание P_2O_5 оказалось равным теоретическому. Вычисленные составы плагиоклазов совпадают со средним определением в шлифах, а именно $Or_{3.3}$ $Ab_{67.7}$ An_{29} ($N \ge 29$). В составе плагиоклаза находится, следовательно, по анализу 3.3% ортоклаза.

Из анализа сиенита обр. № 34 (№ 12 табл. 26) и цифр, полученных из подсчета минералов (табл. 27), следует, что в анализе была также более меланократовая часть образца и что в шлиф темноцветные компоненты попали, повидимому, в меньшем количестве, чем лейкократовые. Поэтому порода в анализе более основная, чем в шлифе, она соответственно беднее Al_2O_3 , по в этом отношении разница не велика (0.8%); количество Fe_2O_3 , FeO и MgO соответственно в анализе больше, а K_2O меньше. Содержания CaO близки, а K_2O по подсчету меньше. В анализе $K_2O = 3.24\%$, тогда как по подсчету оно не превышает 0.7%. Соответственный расчет показывает, что состав плагиоклаза в сиените равен $Or_{16.5}$ $Ab_{82.5}$ $An_{1.0}$, другими словами плагиоклаз представлен альбитом N 1, содержащим 16.5 Or в твердом растворе. Оптически определен плагиоклаз не основнее N 3.

Как видно из изложенного, все три анализа, сопровождаемые подсчетами, показали более меланократовый средний состав горных пород. Все они почти полностью подтвердили правильность среднего оптического определения плагиоклазов, что дает возможность относиться с доверием к этим цифрам, подвергая сомнению лишь несколько повышенное количество ${\rm Fe}_2{\rm O}_3$.

Согласно полученным данным, состав плагиоклаза в разных породах массива следующий:

Оливиновый габбро-норит	№	527				Or ₃ Ab ₂₅ An ₇₂
То же	№	735				$Or_5 Ab_{44} An_{51}$
Кварцевый диорит	№	568				Or ₅ Ab ₅₈ An ₃₇
Кварцевый сиенито-циорил	· N	837				Or, Ab, An,
Сиенит альбитовый № 34						Or_{17} Ab_{82} An_1

Необходимо отметить совпадение состава плагиоклазов, вычисленного по анализу, и состава, оптически определенного в шлифах. Это делает вероятным заключение о наблюдающихся расхождениях в отдельных окислах анализа и соответственных пересчетов, как следствие колебания в минералогическом составе шлифов. В пользу этого говорят и индиви-

дуальные подсчеты шлифов горных пород (табл. 27 и 28).

Связь K_2O в составе плагиоклазов иллюстрируется следующим. Средние цифры содержания оснований, входящих в состав полевых шпатов, по данным химических анализов оливиновых габбро, составляют в %: для CaO = 14.32, $Al_2O_3 = 23.52$, $Na_2O = 0.96$ и $K_2O = 0.44$. В то же время среднее содержание K_2O в породах согласно минералогическим подсчетам равно всего 0.12%. За вычетом этого количества, находящегося в составе реально присутствующих калийсодержащих минералов, оставшееся количество K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , входящего в состав апортита, дает при расчете на состав полевых шпатов Or_4 Ab_{12} An_{84} . Данные о составе плагиоклазов, пересчитанные для средних габбро, кварцевых габбро, кварцевых диоритов, плагиогранитов и сиенитов Кытлымо-Тагильского интрузивного комплекса, таковы:

Оливиновое габбро.							Or ₄ Ab ₁₂ An ₂₁
Нормальное габбро .							Or ₅ Ab ₂₂ An ₇₃
Кварцевое габбро .							
Кварцевые диориты.							
Плагиограниты							
Сиениты							Or., Abes Ania

Эти цифры соответствуют данным, полученным при сопоставлении химических составов горных пород и их минералогических подсчетов. Содержание K₂O в кварцевых диоритах и сиенитах получается несколько повышенное и в случае конкретных пород массива равно, согласно вышенизложенному, Or₅ Ab₅₆ An₃₇, Or₃ Ab₆₃ An₂₉ и Or₁₇ Ab₈₂ An₁, но последняя формула относится к альбитовому сиениту, а средние цифры состава плагиоклаза сиенитов (стр. 47) характеризуют также и монцониты, в которых состав плагиоклаза более основной. В конкретном случае он равен № 29, а средний состав из плагиоклазов двух сиенитов дает № 15, что близко к средним величинам, указанным на стр. 47. Для конкретных анализов габбро составы плагиоклазов совпадают со средними. для кварцевых диоритов они не отличимы от габбро, а для щелочного сиенита содержание калиевого полевого шпата равно 17%.

Следующие особенности в химических свойствах горных пород видны из минералогического состава. 1) Все оливиновые габбро лишены апатита и, следовательно, фосфора. Такие же явления описаны Вагером и Диром (Wager a. Deer, 1939) в районе Скергард в Гренландии. И там глубокие дифференциаты, представленные оливиновыми габбро-норитами, лежащими внизу видимого разреза интрузии, лишены апатита. Такое сходство свидетельствует о сходстве процессов, формировавших обе интрузии. 2) Титан в основных породах развит в связи с ильменитом и силикатами, тогда как в роговообманковых габбро и особенно в диоритах развивается титанит -- спутник амфибола. 3) И еще одна особенность указывает на сходство описываемого массива с массивом Скергард. Это — состав ромбического пироксена, который в основных породах является более магнезиальным, чем в кислых, и в богатых кварцем диоритах и гранитах доходит до № 62, т. е. содержит почти предельное количество FeSiO₃, которое подтверждается экспериментальными данными. Такой состав пироксенов показывает действенность принципа кристаллизационной дифференциации и подбора минералов в составе главной массы горных пород по температуре кристаллизации. Мы приводим для иллюстрации

цифры содержания этих компонентов в различных породах. Среднее содержание апатита и магнетита в породах приведено в табл. 29.

Таблица 29 Среднее содержание апатита (Ар) и магнетита (Мt) в горных породах массива (в %)

Ap Перидотиты 0 Пироксениты 0 0 Оливиновые габбро 0 0 Саббро	- Диорить 4.4 Диорит 4.2 Диорит 3.3 Кварцев 5.7 Кварцев 4.3 Серицит 2.9 их 1.3 Гранить 0.4 Гранить 0.6 Жильнь	аплитовидные	Ap M 0.23 0 0.22 2 0.06 1 0.12 2 0.12 2 0.04 0 0.04 0 0.01 0 0.28 1	413257 3780
--	---	--------------	--	-------------

Из таблицы следует, что апатит отсутствует в мономинеральных породах и оливиновом габбро. В габбро его много, так же как и в габброноритах. Роговообманковые габбро бедны апатитом. Его очень много в диоритах, кварцевых диоритах и сиенитах и очень мало в гранитах. Максимум падает таким образом на средние породы. Повышенное количество магнетита в среднем совпадает с максимумами апатита, но не всюду.

Состав гиперстена, выраженный номерами в зависимости от содержания в нем FeSiO₂, дан в табл. 30.

Таблица 30 Состав гиперстена (1) и плагиоклаза (2) в горных породах

Поро	Породы											
Пироксенит обр. № Оливиновое габбро » » » » Габбро-нориты обр. » » » » Габбро-норит-аплит »		90 . 735 675 833 527 696 697 733 787 724 674 812 813 791 593/							№ 28 « 42 « — « 15 « 52 « 60 « 27 « 38 « 46 « 40 « 54 « 53 « 54 « 59 « 57	№ — « 57 « 94 « 76 « 72 « 42 « 48 « 80 « 58 « 49 « 57 « 62 « 62 « 40 « 33		
» Диорит-аплиты Кварцевые диориты То же аплиты	» » »	594/ 693 695 691	′1 :		•	•		•	« 60 « 48 « 62 « 57	« 44 « 42 « 44 « 39		

Из таблицы следует, что и среди габбро, особенно габбро-норитов, присутствуют сильно железистые разности гиперстена, обусловливающие позднее время его кристаллизации сравнительно с диаллагом. В аплито-

видных разностях их средний состав № 55, в диоритах же — № 57 и доходит до № 62.

Как указано выше (стр. 17), состав ромбического пироксена в общем изменяется соответственно составу плагиоклаза.

В связи с последовательностью выделения минералов и ходом кристаллизации интересно отметить и наличие зональных диаллагов некоторых габбро с ядром пижонитового характера, иногда с 2V до +29°. В связи с этим следует вспомнить химический анализ диаллага (гора Качканар) резко выраженного магнезиального типа с господством MgO над CaO (Барбот де Марни, 1902).

ТЕКТОНИКА РАЙОНА

Тектоника района описана нами в прежних работах (Кузнецов. 1939). и мы лишь вкратце отметим ее характерные черты. Прежде всего, следует отметить нормальный восточный контакт интрузии с зеленокаменными породами и механический контакт со свитою метаморфических сланцев на западе. На восточном контакте развиты нормальные контактовые образования — роговики и скарны без следа динамометаморфических явлений. На западе за счет габбро образовалась полоса амфиболитов с переходными стадиями динамометаморфизма, сопровождаемого соссюритизацией не только самих амфиболитов, но и прилежащих к ним частей габбрового массива (фиг. 21). В полосе амфиболитов замерено везде северо-западное простирание, в то время как падение изменяется от 40° к востоку на западном краю полосы до вертикального на ее восточном конце, иногда переходящего в крутое западное (80°). Сильное рассланцевание пород и восточное их надение обусловлены движением габбрового массива по поверхности контакта с кристаллическими сланцами свиты М, обладающими таким же падением.

На восточной стороне массива к габбро прилегают массивные породы, на севере представленные ортофировой серией, на юге — альбитофировопорфиритовой. При этом альбитофиры местами претерпели окварцевание, повидимому, в результате контактово-гидротермального метаморфизма, и были превращены в кварцевые роговики, содержащие вкрапленность пирита. Такой характер горные породы имеют к югу от горы Голый Камень до горы Максимихи. Полоса рассланцованных горпых пород проходит здесь восточнее. Она вступает в район в виде серицитовых сланцев к западу от Горбуновского болота, идет прямолинейно к юго-западному концу г. Тагила, где подходит к горе Высокой. Эта полоса сланцеватости обусловлена смятием зеленокаменных пород около интрузивного массива. В районе горы Высокой дислокации на юго-западном конце ее были изучены В. И. Станкевичем. Здесь им констатированы ступенчатые сбросы, амплитуда наибольшего из которых доходит до 530 м, что является мерою дислокаций, связанных с влиянием массива на прилегающие зеленокаменные породы. Такая амплитуда колебаний свидетельствует о том, что это влияние не ограничивается тем, что происходит простое смятие пород, как думают многие, а сопровождается серьезными перемещениями масс, вызывающими их рассланцованность. Севернее, в районе горы Высокой массив делает изгиб к востоку, и в связи с этим появляется новая полоса рассланцованности, располагающаяся на таком же расстоянии от массива, на каком находится западная на юге района. К этой второй полосе приурочены также различные порфироиды, порфиритоиды и серицитовые сланны колчеданопосной серии горных пород. Эта полоса южнее района, в Черноисточенской даче, замирает, так же как и к северу от г. Кушвы (Кузнецов, 1939), что и подтверждает возникновение этой полосы под влиянием дополнительной массы сиенитов, образующих изгиб массива к востоку. Эти полосы рассландованности ограничивают массив с востока.

Между зоной рассланцованности и массивом в районе к югу от горы Голый Камень расположена склодчатая область с ядрами антиклиналей, сложенными альбитофирами, и синклиналей — порфиритами (стр. 5). Главная антиклиналь намечается выступами диоритов горы Максимихи и сиенитового массива. К западу от нее расположена синклиналь с вдающимися в массив зеленокаменными породами, выклинивающимися на южной окраине района. В Черноисточенскую дачу они уже ве проникают. Эта часть зеленокаменной полосы покоится на подземном цоколе массива, и процессы динамометаморфизма не затронули ее своим влиянием. Поэтому здесь породы свежи, тогда как на остальной части зеленокаменной полосы к востоку от р. Тагила они превращены в зеленые сланцы.

В структуре массива намечается еще один синклинальный прогиб, сказывающийся по рч. Волчевке развитием кислых гранитоидных разностей кварцевых диоритов и их аплитовидных разностей южнее горы Баклушиной. Здесь, однако, пород кровли не появилось, и о прогибе ее мы судим лишь по петрографическому составу пород массива, так как на всем протяжении массива на его периферии развиты гранитоидные типы горных пород. К юго-востоку от горы Баклушиной встречены сферолитовые кварцевые альбитофиры, которые могут быть сочтены за породы нижних толщ зеленокаменной полосы.

Распределение горных пород в северо-восточной части массива свидетельствует о меридиональном простирании складчатых структур, которым они подчинены. Юго-западная часть массива, характеризующаяся динамометаморфизмом, обладает северо-западным простиранием, отличающимся на 40° от меридионального. Эта несогласованность ясно видна на картах фактического материала (фиг. 1, 19, 21). Ее мы можем объяснить только как следствие тектонических деформаций вдоль западного края массива. Как мы видели выше, эти деформации выразились в смятии и перекристаллизации активного блока массива, а на востоке зеленокаменных пород. Это же дает нам основание заключить, что движения происходили на границе габбрового массива с кристаллическими сланцами свиты М, а на востоке на границе зеленокаменных пород и габбро. Падение амфиболитов и кварцитов свиты М близ контакта восточное под углом 40° указывает, что движение шло с востока на запад. Падение же сланцевых зон на востоке массива крутое восточное около 70°, которое местами южнее района исследований переходит в такое же западное. О размерах перемещений мы не можем судить за отсутствием точных данных. Возможно, что это были лишь явления дифференциального скольжения частиц при смятии, но вероятнее перемещения были более значительны вдоль отдельных зон. Возможно, что в связи с ними стоят перемещения в районе горы Высокой, в существовании которых нет оснований сомневаться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение рассмотрим распространение полезных ископаемых в районе и приведем сравнение габбросого массива с аналогичными массивами других районов.

Изучением полезных ископаемых района занимались меогие авторы. Вопросам генезиса руд горы Высокой посвящены работы А. К. Болдырева (1927) и В. И. Станкевича. Некоторые мысли о генезисе руд были высказаны Н. Н. Яковлевым (1904, 1906), Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1905, 1906) и др. Месторождения горы Высокой детально исследовались

В. И. Станкевичем, которым изучена их структура и установлено контактово-метасоматическое происхождение руд. Аналогичное происхождение руд принимается и для Лебяжинского рудника и других более мелких месторождений. Из числа месторождений, тесно связанных с сиенитами, представляет интерес контактово-метасоматическое месторождение медных руд (Гладкий, 1888).

На территории к юго-востоку от Акинина Бора нами были встречены довольно многочисленные тонкие прожилки асбеста в серпентините. Процессы, обычно сопутствующие оруденению, а именно, окварцевание, серицитизация, пиритизация распространены на широкой полосе от западного края Горбуновского болота к горе Голый Камень. В местности вблизи Голого Камня породы делаются местами массивными, лишенными обычной для них сланцеватости.

Существенную роль играют в районе многочисленные строительные материалы, главным образом известняки.

Наибольшее сходство описываемого массива отмечается с уральскими массивами габбро, детально описанными Л. Дюпарком (1902, 1909, 1914) и Н. К. Высоцким, а также Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (массив Денежкина Камня). Необходимо отметить общие черты сходства этих массивов даже в деталях, при некоторых различиях, касающихся частностей. Часть массива, расположенная в Верхне-Тагильском районе, описана В. В. Никитиным (1907). На Южном Урале габбровый массив аналогичного состава и структуры исследован Б. Я. Меренковым (Таловские горы). Из заграничных районов особенный интерес для сравнения представляют два массива — Скергард в Гренландии и Бушвельд в Южной Африке. Первый детально описан Вагером и Диром (Wager a. Deer, 1939). Он замечателен прекрасной обнаженностью и тем, что вскрывает все детали строения от верхних частей до глубоких горизонтов на уровне моря. Его дифференциация характеризуется расслоением по удельному весу и распределением дифференциатов согласно температуре плавления слагающих их минералов. Этим резко подчеркнута вероятность генезиса различных пород массива путем кристаллизационной дифференциации. Верхняя часть массива сложена кислыми породами гранитоидного состава, играющими незначительную роль в массиве. Внизу, наоборот, развиты оливиновые габбро. Отметим аналогию в деталях, а именно в отсутствии апатита в оливиновых габбро. Повидимому, минерал выделялся после того, как эти породы были фракционированы, и приурочен преимущественно к средним породам. Далее интересны изменения в составе оливина, который в глубоких частях оливиновых габбро является магнезиальным, в более же верхних горизонтах сильно железистым. То же наблюдается и для ромбического пироксена, который в средних и кислых породах содержит крайние возможные количества FeSiO₂, известные в ромбических пироксенах. В наших породах мы имеем такую же зависимость состава ромбических пироксенов от кислотности пород. Если учесть общий характер распределения кислых и основных фаций в массиве, то аналогия становится еще полнее. Различия между сравниваемыми массивами заключаются, во-первых, в размерах и, во-вторых, в том, что массив Скергард в Гренландии образовался, повидимому, при дифференциации на месте после внедрения, между тем как данные по описываемому массиву свидетельствуют скорее о дифференциации на глубине и интрузии в дифференцированном состоянии.

Огромный Бушвельдский массив является сильно стратифицированным и хотя в общем распределении слоев наблюдается яркая тенденция к расположению пород по удельному весу, тем не менее исследования показали, что дифференциация магмы происходит на глубине и все главнейшие представители пород проникли из глубин путем повторных интрузий. Однако,

ультраосновные породы Бушвельда являются сильно железистыми, и их оливин представлен в значительной степени гортонолитом. Ряд пород Бушвельда полнее и оканчивается на кислом конце красными гранофировыми гранитами и нефелиновыми сиенитами, чего нет в описанном массиве, хотя и здесь сиениты имеют щелочной характер. В последнее время на горе Благодати встречены и нефелиновые сиениты.

общие выводы исследования

На основании произведенных исследований можно сделать ряд выводов:

1) Прежде всего следует отметить, что все породы района связаны кровным родством и представляют единую семью, — вывод, к которому пришли все исследователи, изучавшие другие части того огромного геологического образования, которому нами дано название Кытлымо-Тагильского комплекса. Этот вывод, не будучи новым, подтвержден мкогочисленными числовыми данными ряда пересчетов.

2) Полоса габбро-амфиболитов представляет собой результат динамометаморфизма габбро при относительном перемещении габбро и свиты М. Об этом свидетельствуют элементы залегания амфиболитов (см. стр. 85) и несогласное протяжение амфиболитовой зоны с общим простиранием других частей комплекса (стр. 64 и 86).

Перекристаллизация габбро в габбро-амфиболиты происходила в то время, когда массив еще не был весь в твердом состоянии. Вдоль зоны рассланцевания из глубоких частей очага по менее сдавленному висячему боку этой зоны были выжаты глубинные порции магмы, представленные перидотитами, пироксенитами и сопровождающими их крупнозернистыми габбро. Последние хотя и подверглись соссюритизации, но не имеют и следов динамометаморфизма и резко отличаются по этому признаку от амфиболитов.

- 3) Третий вывод касается способов интрузии. Нами установлено, что внедрение изверженных масс происходило в дифференцированном состоянии. Об этом свидетельствует, во-первых, наличие закаленных мелкозернистых фаций, в которых ряд пород связан постепенными переходами от габбро-норитов к кварцевым диоритам и с тенденцией к свойственному сиенитам накоплению ортоклаза, что можно видеть на большом участке развития аплитовых структур к югу от горы Малый Шихан и горы Баклушиной. Если бы дифференциация происходила на месте, то закаленные фазы должны были иметь состав родоначальной магмы. Об этом же свидетельствуют и родственные интрузивным излившиеся породы зелено-каменной полосы, даешие соответственные излияния до интрузии и прорванные последнею (Кузнецов, 1939; Кузнецов и Лучицкий, 1936).
- 4) Интрузия происходила не путем однократного заполнения, а в результате многократных подвижек магмы, при которых из внутренних частей очага внедрялись новые массы того или иного состава. Об этом свидетельствуют аплитовидные фации, образующие часто резко отделенные, как бы чуждые участки. Наиболее значительным из них является участок к югу от горы Баклушиной и Малого Шихана. Другой представлен ксенолитом габбро-диоритов горы Естюниной; в контакте сиенитов с этими породами произошли явления контактового метасоматоза с образованием скарнов. Кроме того, здесь установлено залегание блока этих пород среди сиенитов. К тому же выводу мы пришли при изучении такситовых диоритов и габбро, рассеянных в разных местах, но особенно частых в районе, прилегающем к западному концу Выйского пруда. Сиениты с востока контактируют с зеленокаменной полосой также при развитии

порфировых закаленных фаций, тогда как с запада связаны постепенными переходами с диоритами, с ксенолитом же габбро-диоритов горы Естюниной они также дали аплитовидные эндоконтактовые фации. Чуждый характер этого ксенолита ясно виден на картах распространения минералов в массиве.

О повторных подвижках магмы свидетельствует и анализ зональности плагиоклазов различных пород, сделанный нами на стр. 68—70. Породы, застывшие без подвижек, дали плагиоклазы, лишенные прерывистой зональности, или имеют лишь одну ее ступень, образовавшуюся при интрузии в периферических частях массива, тогда как другие дают ряд зон, отделенных друг от друга резким скачком в составе. В то же время породы вблизи ксенолитов иногда приобретают в последних зонах возврат к основному составу, вероятно, вследствие реакции с ксенолитами.

- 5) При описании последовательности выделения и кристаллизации горных пород массива мы пришли к выводу, что большая часть горных пород массива кристаллизовалась с выделением в первую стадию идиоморфного плагиоклаза. Только породы, богатые темноцветными минералами, обнаруживают обратные отношения, что подчеркивает роль эвтектики в кристаллизации магмы. В тех случаях, когда имеется несколько темноцветных минералов в одной породе, между ними наблюдаются реакционные отношения. Соотношения темноцветных минералов с плагиоклазами при этом характеризуются большею частью одновременной кристаллизацией плагиоклазов с пироксенами, тогда нак амфибол, магнетит и биотит являются аллотриоморфными почти при всех количествах. Аллотриоморфным является также и титанит, выполняющий промежутки между кристаллами плагиоклазов. Апатит, хотя и встречается в виде кристаллов, но ассоциируется всегда с амфиболом, магнетитом и биотитом.
- 6) Кристаллизационная дифференциация лучше всего объясняет образование горных пород массива и сочетания их минералов. Она происходила главным образом на глубине; в интрузивной камере значение ее второстепенное. Вероятно, здесь она играла роль в образовании жильных пород типа аплитов, пегматитов и лампрофиров, являющихся остаточными продуктами. Возможно, что она сказывается и в различии состава участков такситовых пород, цемент которых является более кислым, чем включения.
- 7) При формировании горных пород массива имели место и реакции обмена с ксенолитами и боковыми породами. Примером первого можно считать образование эндоконтактовых разностей сиенитов вблизи Естюнинского ксенолита габбро-диоритов, а также возникновение в их плагиоклазах основной краевой зоны. Примером второго являются эндоконтактовые диопсидовые и эпидотовые сиениты и сиенит-порфиры окрестностей пос. Лебяжинского.
- 8) Родоначальною магмою этих пород была габбровая магма, по составу близкая габбро-норитам. В продуктах дифференциации этой магмы развились два направления, давшие две серии пород: 1) перидотит пирсксенит габбро кварцевое габбро кварцевый диорит плагиогранит и 2) перидотит габбро-норит ортоклазовый габбро-норит монцонит сиенит щелочной сиенит. Эти две серии пород тесно связаны друг с другом и играют в районе равную роль. Их связь видна из наличия переходных типов пород, каковы кварцевые габбро-нориты и кварцевые монцониты или кварцевые сиениты, встреченные в районе д. Лаи, севернее рамки карты.
- 9) Причинами появления этих двух серий пород могли быть, во-первых, первоначальное различие в составе родоначальной магмы, во-вторых, быть может, явления контаминации боковыми породами на глубине в случае кварцевых габбро кварцитами, а в случае габбро-норитов глинистыми (слюдистыми) сланцами.

ультраосновные породы Бушвельда являются сильно железистыми, и их оливин представлен в значительной степени гортонолитом. Ряд пород Бушвельда полнее и оканчивается на кислом конце красными гранофировыми гранитами и нефелиновыми сиенитами, чего нет в описанном массиве, хотя и здесь сиениты имеют щелочной характер. В последнее время на горе Благодати встречены и нефелиновые сиепиты.

общие выводы исследования

На основании произведенных исследований можно сделать ряд выводов:

1) Прежде всего следует отметить, что все породы района связаны кровным родством и представляют единую семью, — вывод, к которому пришли все исследователи, изучавшие другие части того огромного геологического образования, которому нами дано название Кытлымо-Тагильского комплекса. Этот вывод, не будучи новым, подтвержден мкогочисленными числовыми данными ряда пересчетов.

2) Полоса габбро-амфиболитов представляет собой результат динамометаморфизма габбро при относительном перемещении габбро и свиты М. Об этом свидетельствуют элементы залегания амфиболитов (см. стр. 85) и несогласное протяжение амфиболитовой зоны с общим простиранием

других частей комплекса (стр. 64 и 86).

Перекристаллизация габбро в габбро-амфиболиты происходила в то время, когда массив еще не был весь в твердом состоянии. Вдоль зоны рассланцевания из глубоких частей очага по менее сдавленному висячему боку этой зоны были выжаты глубинные порции магмы, представленные перидотитами, пироксенитами и сопровождающими их крупнозернистыми габбро. Последние хотя и подверглись соссюритизации, но не имеют и следов динамометаморфизма и резко отличаются по этому признаку от амфиболитов.

- 3) Третий вывод касается способов интрузии. Нами установлено, что внедрение изверженных масс происходило в дифференцированном состоянии. Об этом свидетельствует, во-первых, наличие закаленных мелкозернистых фаций, в которых ряд пород связан постепенными переходами от габбро-норитов к кварцевым диоритам и с тенденцией к свойственному сиенитам накоплению ортоклаза, что можно видеть на большом участке развития аплитовых структур к югу от горы Малый Шихан и горы Баклушиной. Если бы дифференциация происходила на месте, то закаленные фазы должны были иметь состав родоначальной магмы. Об этом же свидетельствуют и родственные интрузивным излившиеся породы зелено-каменной полосы, давшие соответственные излияния до интрузии и прорванные последнею (Кузнецов, 1939; Кузнецов и Лучицкий, 1936).
- 4) Интрузия происходила не путем однократного заполнения, а в результате многократных подвижек магмы, при которых из внутренних частей очага внедрялись новые массы того или иного состава. Об этом свидетельствуют аплитовидные фации, образующие часто резко отделенные, как бы чуждые участки. Наиболее значительным из них является участок к югу от горы Баклушиной и Малого Шихана. Другой представлен ксенолитом габбро-диоритов горы Естюниной; в контакте сиенитов с этими породами произошли явления контактового метасоматоза с образованием скарнов. Кроме того, здесь установлено залегание блока этих пород среди сиенитов. К тому же выводу мы пришли при изучении такситовых диоритов и габбро, рассеянных в разных местах, но особенно частых в районе, прилегающем к западному концу Выйского пруда. Сиениты с востока контактируют с зеленокаменной полосой также при развитии

порфировых закаленных фаций, тогда как с запада связаны постепенными переходами с диоритами, с ксенолитом же габбро-диоритов горы Естюниной они также дали аплитовидные эндоконтактовые фации. Чуждый характер этого ксенолита ясно виден на картах распространения минералов в массиве.

О повторных подвижках магмы свидетельствует и анализ зональности плагиоклазов различных пород, сделанный нами на стр. 68—70. Породы, застывшие без подвижек, дали плагиоклазы, лишенные прерывистой зональности, или имеют лишь одну ее ступень, образовавшуюся при интрузии в периферических частях массива, тогда как другие дают ряд зон, отделенных друг от друга резким скачком в составе. В то же время породы вблизи ксенолитов иногда приобретают в последних зонах возврат к основному составу, вероятно, вследствие реакции с ксенолитами.

- 5) При описании последовательности выделения и кристаллизации горных пород массива мы пришли к выводу, что большая часть горных пород массива кристаллизовалась с выделением в первую стадию идиоморфного плагиоклаза. Только породы, богатые темноцветными минералами, обнаруживают обратные отношения, что подчеркивает роль эвтектики в кристаллизации магмы. В тех случаях, когда имеется несколько темноцветных минералов в одной породе, между ними наблюдаются реакционные отношения. Соотношения темноцветных минералов с плагиоклазами при этом характеризуются большею частью одновременной кристаллизацией плагиоклазов с пироксенами, тогда нак амфибол, магнетит и биотит являются аллотриоморфными почти при всех количествах. Аллотриоморфным является также и титанит, выполняющий промежутки между кристаллами плагиоклазов. Апатит, хотя и встречается в виде кристаллов, но ассоциируется всегда с амфиболом, магнетитом и биотитом.
- 6) Кристаллизационная дифференциация лучше всего объясняет образование горных пород массива и сочетания их минералов. Она происходила главным образом на глубине; в интрузивной камере значение ее второстепенное. Вероятно, здесь она играла роль в образовании жильных пород типа аплитов, пегматитов и лампрофиров, являющихся остаточными продуктами. Возможно, что она сказывается и в различии состава участков такситовых пород, цемент которых является более кислым, чем включения.
- 7) При формировании горных пород массива имели место и реакции обмена с ксенолитами и боковыми породами. Примером первого можно считать образование эндоконтактовых разностей сиенитов вблизи Естюнинского ксенолита габбро-диоритов, а также возникновение в их плагиоклазах основной краевой зоны. Примером второго являются эндоконтактовые диопсидовые и эпидотовые сиениты и сиенит-порфиры окрестностей пос. Лебяжинского.
- 8) Родоначальною магмою этих пород была габбровая магма, по составу близкая габбро-норитам. В продуктах дифференциации этой магмы развились два направления, давшие две серии пород: 1) перидотит пирсксенит габбро кварцевое габбро кварцевый диорит плагиогранит и 2) перидотит габбро-норит ортоклазовый габбро-норит монцонит сиенит щелочной сиенит. Эти две серии пород тесно связаны друг с другом и играют в районе равную роль. Их связь видна из наличия переходных типов пород, каковы кварцевые габбро-нориты и кварцевые монцониты или кварцевые сиениты, встреченные в районе д. Лаи, севернее рамки карты.
- 9) Причинами появления этих двух серий пород могли быть, во-первых, первоначальное различие в составе родоначальной магмы, во-вторых, быть может, явления контаминации боковыми породами на глубине в случае кварцевых габбро кварцитами, а в случае габбро-норитов глинистыми (слюдистыми) сланцами.

- Барбот де Марии Е. Н. Гора Качканар и ее месторождения магнитного железняка. Горн. журн. 1902, 2, 243.
- Болдырев А. К. Геологический очерк окрестностей Тагила. Мат. по изуч. Тагильского округа, 1927, вып. 1.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л.— Новосибирск, Перевод с англ. ОНТИ, 1934.
- Гладкий Н. Химико-геологические заметки о Меднорудянском и Высокогорском
- месторождениях в Нижнем Тагиле. Горн. журп., 1888, № 1. Зайдев А. М. Общая геологическая карта России. Лист 138. Геологическое опи-
- сание Ревдинского и Верхненсетского округов. Тр. Геол. ком., 1887, 4, № 1. Кузнецов Е. А., Литвинович Н. В., Афанасьев Л. М. и Маркова Н. Г. Геологическое пересечение Урала. Пашия Кушва Алапаевск. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1939, 13, 117—261.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы Урала. М.—Л., Изд. Акад. Наук, 1939
- Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. Л., ОНТИ, 1936.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О месторождении магнитного железняка горы Высокой на Урале. Изв. СПб. Политехн. инст., 1906, 5, вып. 1—2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографическая экскурсия по р. Тагилу. Изв. СПб. Политехн. инст., 1905, 4, № 3-4; 357-396.
- Никитин В. В. Геологические исследования Центральной группы дач Верхнеисетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1907, вып. 22.

 Никитин Д. В. Петрографическая заметка о горе Высокой. Зап. Горн. инст., 1916, 6, № 1.
- Фредерикс Г. Н., Кузнедов Е. А. и Круглов М. В. Геологическая карта Урала 1:200 000, лист О—40—XII. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объед., 1934, вып. 208. Я ковлев Н. Н. Месторождение марганцевых руд в Пижнетагильском горном
- округе. Изв. Геол. ком., 1904, 23, 345.
- Яковлев Н. Н. Геологический очерк рудоносной области сиенитов в Нижнетагильском округе на Урале. Изв. Геол. ком., 1906, 25, 413.
- Яковлев Н. Н. Некоторые замечания о геологии горы Высокой в Нижнем Та-
- гиле. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1944, № 5, 148—150. Du parc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques dans l'Oural du Nord. pt. 1. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève. 1902, 34, f. 2.
- Du parc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la haute Wichera, pt. 2 et 3. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève, 1905, 34, f. 5; 1909, 36, f. 1. Duparc L. et Tichonowich M. Recherches géologiques et pétrographiques
- sur l'Oural du Nord. Le bassin des rivières Wagran et Kakwa. Mém. Soc. phys. et
- hist. nat. Genève, 1914, 38, f. 2. Hurley M. a. Good man C. Helium retention in common rock minerals. Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 52, 545.
- Handbook of physical constants. Geol. Soc. Amer., 1942, spec. pap. No. 36.

 T chernyschew Th. Le chemin de fer de l'Oural dans les limites des districts miniers de Taguil et de Goroblagodat. Guide de l'excursion du VII Congrès géol.
- Intern. SPb., 1897.

 Wager L. a. Deer W. A. Geological investigations in East Greenland, pt. 3.

 The petrology of the Skaergaard intrusion. Medd. om Grönl., 1939, 105, № 4.

оглавление

Введение	1
Орогидрографический очерк района	2
Геологическое описание	4
Стратиграфия района исследований	4
Петрография пород габбрового массива	7
Интрузивные гориме породы	7
1. Перидотиты (7). 2. Продукты метаморфизма перидотитов. Серпетиниты (9).—3. Пироксениты (10).—4. Оливиновые габбро и габбро-норит (14).—5. Габбро-нориты (16).—6. Габбро-норит-аплиты и порфириты (21). 7. Нормальные габбро (25).—8. Роговообманковые габбро (28).—9. Ссюритовые габбро (30).—10. Габбро-диориты, диориты и сиенито-диорты (34).—11. Кварцевые габбро и диориты (39).—12. Кварцевые габбродиорит-порфириты (43).—13. Такситовые кварцевые габбро и диори порфириты (44).—14. Сиениты (46).—15. Граниты (49).—16. Гранит-порфры (51)	ТЫ ОС- И- ТТ-
Жильные породы	ю- ры
Метаморфические гориме породы	60
Распределение горных пород на территории массива	63
Распределение текстур и структур на территории массива	63
Распределение минералов на территории массива	65
Химическое исследование пород массива	7 9
Тектоинка района	85
Заключение	86
Общие выводы исследования	88
Литература	90

Цена 6 руб. 50 коп.