

ГИН

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 84. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 27) 1947

В. П. Еремеев. К ИЗУЧЕНИЮ НЕОИНТРУЗИИ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРДЫВАЧ (ВЕРХОВЬЯ РЕКИ МЗЫМТЫ, ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ). М. А. Фаворская. НЕОИНТРУЗИИ ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИИ. А. П. Лебедев. К ПЕТРОЛОГИИ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ УКРАИНЫ. Б. В. Залесский, В. В. Лапин, Н. С. Тер-Григорян. ВЛИЯНИЕ СТЕПЕНИ ОДНОРОДНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НА ИХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА. А. В. Пэк и Л. И. Лукин. СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ КТИ-ТЕБЕРДА (КУРГАШИН-ЧАТ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

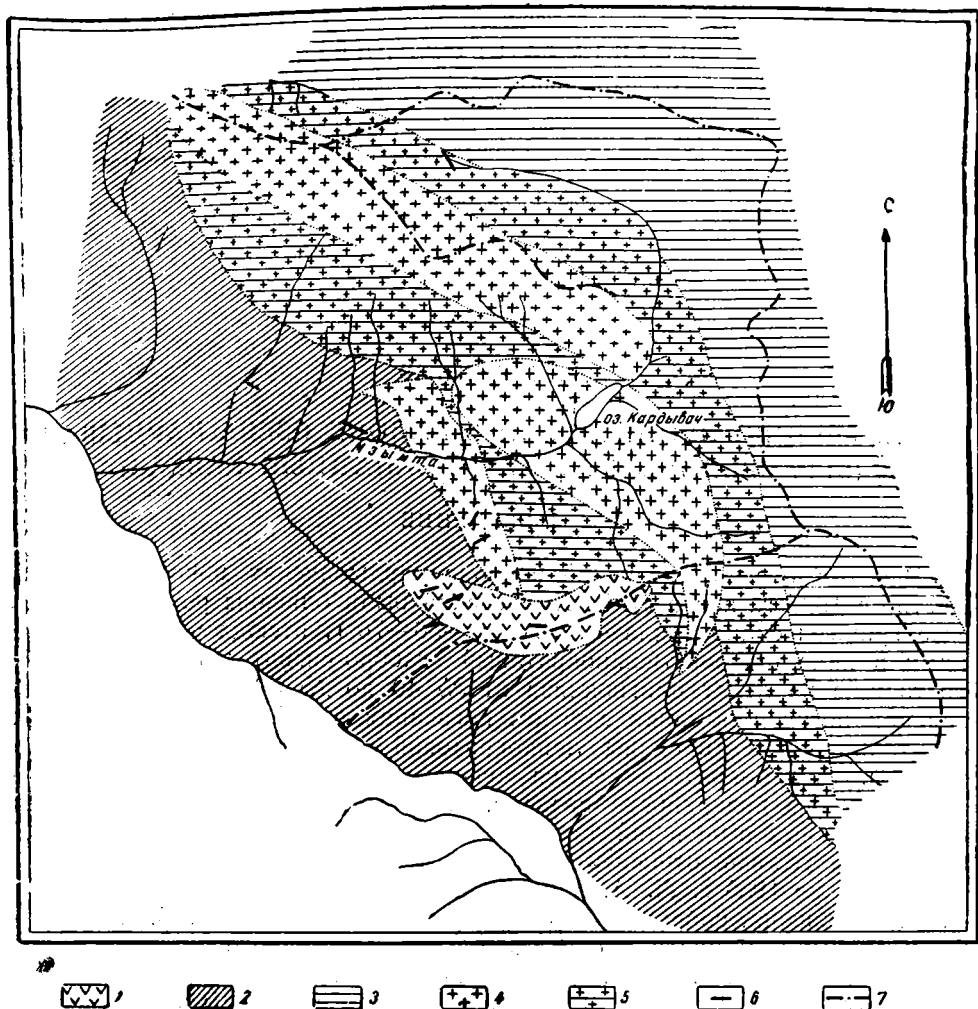
В. П. ЕРЕМЕЕВ

**К ИЗУЧЕНИЮ НЕОИНТРУЗИИ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КАРДЫВАЧ
(ВЕРХОВЬЯ РЕКИ МЗЫМТЫ, ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)****1. ВВЕДЕНИЕ**

Впервые о неинтрузивной природе кардывачских пород стало известно в 1935 г., когда Л. В. Хмелевской были описаны роговообманковые граниты с анортоклазом ($2V = -56-70^\circ$), откуда и связанные с ними в виде шлиров меланократовый габбро-сиенит и габбро-диабаз, состоящие из лейст плагиоклаза от № 40 до № 52 и обыкновенной зеленой роговой обманки с углом погасания в 25° . Шлиры угловатых очертаний сцементированы лейкократовой массой роговообманкового гранита. Меланократовая масса непосредственно переходит в лейкократовую без поверхности раздела. Состав массива, наличие шлир и порфировидных выделений дают основание автору считать его гипабиссальным и условно относить к третьичному времени.

В том же 1935 г. Л. А. Варданиянц закончил обработку коллекции В. Н. Робинсона, собранной в бассейнах рек Белой, Сочи, Б. и М. Лабь и Мзымты. В числе прочих пород неинтрузивного облика (Ятыр-Гварта, Дженту и т. д.) рассматриваются им как неинтрузивные, по видимому, независимо от Л. В. Хмелевской, и породы окрестностей Кардывача. Несколько позже тот же исследователь занялся обработкой коллекции молодых интрузивных пород р. Мзымты, собранной В. Н. Робинсоном. В посвященной этому вопросу статье (Варданиянц, 1935) им детально описано более сотни образцов различных горных пород, причем совместно описываются как породы Кардывачской интрузии, так и многочисленные диабазовые жилы, секущие юрские сланцы. Во всем бассейне р. Мзымты выделяются несколько типов горных пород как гранитных, так и монцонитовых, габбровых и диабазовых. Указываются также породы эффузивного облика: дацитовые, андезитовые и базальтовые. О взаимоотношениях мзымтинских (кардывачских) пород Варданиянц говорит весьма мало; указывается лишь, что «гранитная интрузия моложе габбровой и представляет наиболее молодую или одну из наиболее молодых фаз интрузивного процесса». Принимая во внимание пространственную близость выходов и наличие взаимных переходов, Варданиянц делает вывод, что все они представляют собой «продукт разных подфаз одного крупного вулканического комплекса».

Приведенным исчерпываются сведения о молодых породах окрестности Кардывача к моменту начала наших полевых работ в 1939—1940 гг.



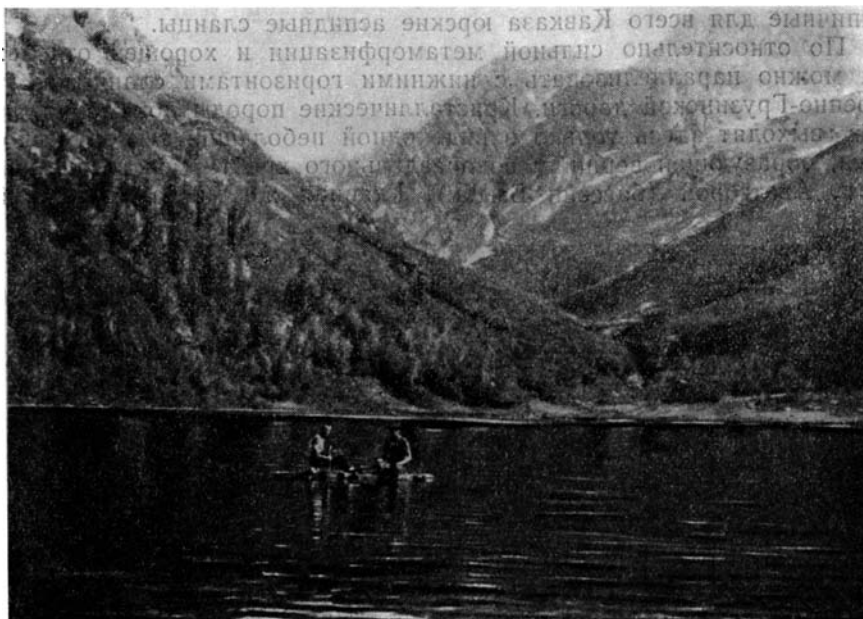
Фиг. 1. Геолого-петрографическая схема района неонинтрузии оз. Кардывач (верховья р. Мзымты)

1 — гнейсы; 2 — сланцы юры; 3 — диабазы и габбро; 4 — граниты; 5 — гибридные породы; 6 — жилы; 7 — направление хребта

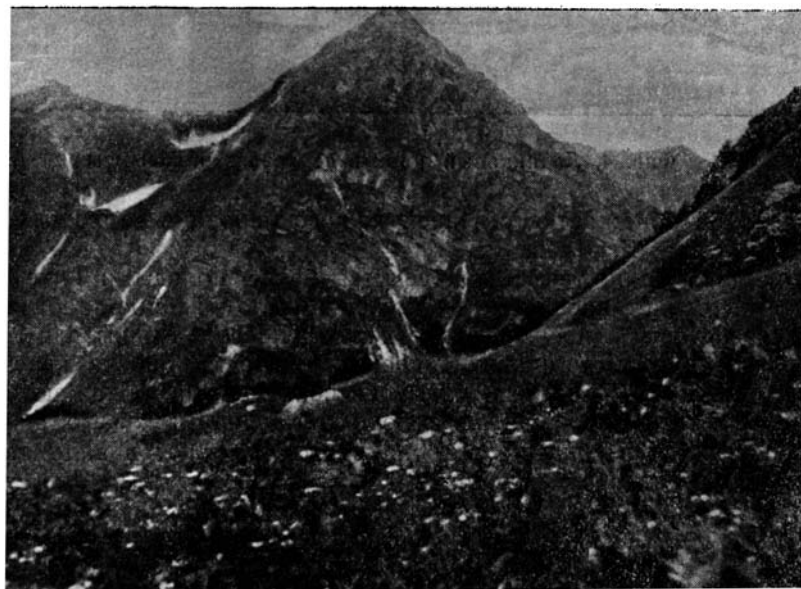
Общее геологическое изучение района Кардывача в региональном масштабе было произведено В. Н. Робинсоном. Им же была составлена общая геологическая карта района (1937).

Нашими детальными работами был захвачен сравнительно небольшой участок в верховьях р. Мзымты непосредственно у оз. Кардывач, где выходят собственно неонинтрузивные породы (см. геолого-петрографическую схему, фиг. 1 и фиг. 2, 3 и 4).

Для детального исследования указанного участка представляет большие трудности. Несмотря на его высокогорность, коренные обнажения встречаются только в самой хребтовой части. Склоны здесь хотя и с крутым падением, но отчасти покрыты осыпью, отчасти же и преимущественно мощным почвенным и растительным покровом. Вследствие значительной дефектности существующей топографической основы нами предварительно была произведена попутно глазомерная съемка, несколько улучшившая означенную основу.



Фиг. 2. Озеро Кардывач. Слева — граниты горы Лоюб; справа в пониженной передней части — гибридные породы; в возвышенной на заднем плане — габбро и диабазы

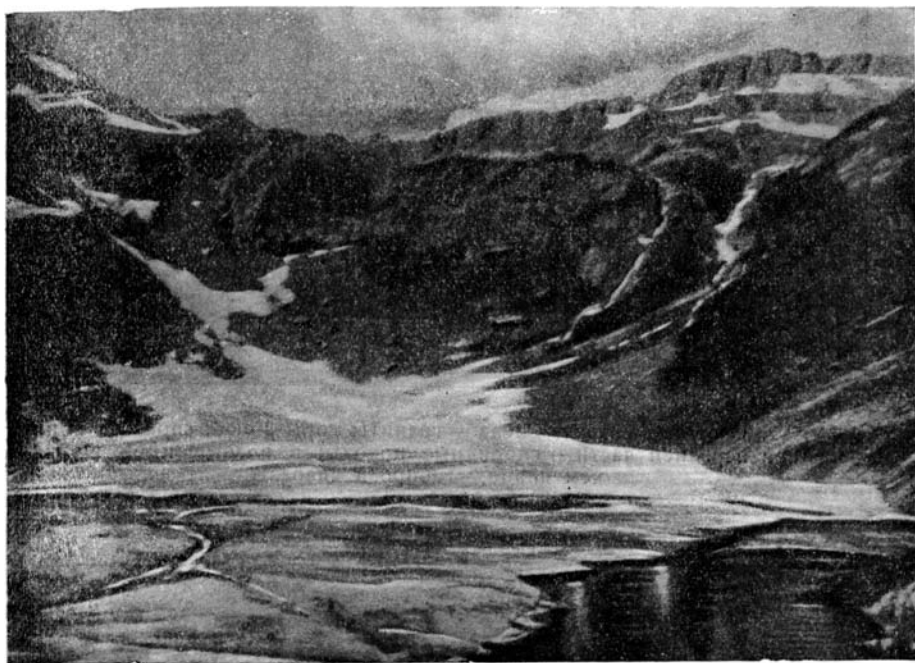


Фиг. 3. Гора Лоюб

II. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР РАЙОНА ОЗЕРА КАРДЫВАЧ

Преобладающими породами окрестностей оз. Кардывач являются типичные для всего Кавказа юрские аспидные сланцы.

По относительно сильной метаморфизации и хорошей отдельности их можно параллелизовать с нижними горизонтами сланцевой толщи Военно-Грузинской дороги. Кристаллические породы докембрия, напротив, выходят здесь только в виде одной небольшой тектонической чешуи, образующей вершину водораздельного хребта между р. Мзымтой и р. Аватгорой (бассейн Бзыби). Главная же масса докембрийских



Фиг. 4. Ледниковый цирк в верховьях р. Мзымты

образований обнажается северней нашего района в верховьях р. Цахвоа в бассейне Б. Лабы.

Как докембрий, так и юра секутся более молодыми интрузивными породами, представленными: 1) крупным телом габбро-диабазы, в южной своей части непосредственно переходящего в граниты, и 2) многочисленными жилами диабазов, гранит-аплитов и иногда кератофиров. К востоку от оз. Кардывач, уже в бассейне Бзыби, обнажаются также и вулканогенные порфириновые породы. Повидимому, это аналог юрских порфиритов Абхазии, где они также залегают в виде стратиграфического горизонта на сланцах.

III. ПЕТРОГРАФИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

а) Докембрий

Докембрийские образования в исследованном нами участке, как сказано, обнажаются на водораздельном хребте между верховьями рек Мзымты (ниже оз. Кардывач) и Аватгоры, где они занимают самую

хребтовую часть. Обнажения их наблюдались нами вдоль хребта на протяжении около 0.5 км в широтном направлении. Здесь выступают гнейсы различных типов и амфиболиты — последние в незначительном количестве, главным образом в осыпи южного склона. Весь же хребет сложен гнейсами, имеющими, примерно, меридиональное простирание сланцеватости. Среди них встречено несколько (3—4) поперечных жил диабазов, мощностью 4—5 м, и одна жила кератофира такой же мощности. Простирание всех этих жил СВ 50—80° с крутым падением на север.

Для характеристики гнейсов могут служить два типичных их образца из нашей коллекции: № 90 из истоков левого притока р. Мзымты и № 125, взятый нами в западной части хребта, сложенного комплексом этих древних образований. Первый темносерого цвета, с большим количеством биотита, второй светлосерый, содержащий мало биотита. И тот и другой местами сильно катаклазированы. Кварц волнистопогасающий.

Порода № 90 характеризуется отсутствием калишпата и олигоклазовым (N_{20} , $Ng' = 1.547$, $Np' = 1.538$, все в пределах ± 0.003) характером серицитизированного плагиоклаза. Из остальных минералов присутствуют гранат и циркон. Биотит — бурый, свежий; сопровождают его рудные минералы.

В породе № 125 калишпат, представленный типичным решетчатым микроклином, весьма обычен; он почти свеж, с включениями кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз как в самостоятельных кристаллах, так и во включениях, частично серицитизированный альбит № 1—2 ($Ng' = 1.538 \pm 0.003$, $Np = 1.528 \pm 0.003$). Биотит бурый, в краях — хлоритизированный. Микроструктура гранито-гнейсовая.

В гнейсах иногда встречаются аплит-пегматитовые жилки. Одна из таких жилок, мощностью около 1 см, проходит через описанный только что обр. № 125. По сравнению с включающим ее гнейсом она значительно более крупнозернистая. Общий состав аплита тот же, что и гнейса, но биотит присутствует здесь в очень малом количестве. Количественно-минералогические отношения см. в табл. 1 (подсчет под микроскопом).

Таблица 1
Количественно-минералогический состав гнейсов
и жилки в них (в объемных %)

М и н е р а л ы	№ 90	№ 125	
	гнейс	гнейс	жилка
Кварц	19.8	26.3	29.3
Микроклин	—	54.8	59.3
Плагиоклаз	55.3	10.4	10.1
Биотит	22.4	8.3	1.3
Гранат	0.8	—	—
Рудные	1.7	0.2	—

Примером амфиболитов может служить обр. № 131, мелкозернистая зеленоватого цвета порода с ясной кристаллизационной слоистостью. Существенно составными частями их являются травяно-зеленая роговая обманка ($cNg = 23^\circ$, $2V = 74^\circ$) и сильно серицитизированный плагиоклаз № 26 ($Ng' = 1.550 \pm 0.003$, $Np = 1.544 \pm 0.003$). В подчиненных количествах содержится волнистый кварц, титанит, эпидот, апатит и рудные минералы.

Типичные образцы — № 34 и 40.

В составе сланца № 34 различаются мелкие серицито-хлоритовые чешуйки, более крупные обломочки кварца и опаквый материал (углистые частицы и руды). Наблюдаются местами сплошные кварцевые прослои и местная микроплочность.

Песчаник № 40 тонкослоистый, толщиной слоев около 3 мм. Преобладает в нем мелкозернистая цементирующая масса, состоящая из весьма мелких обломков и серицито-хлорито-эпидотовых новообразований с содержанием рудных частиц. Крупные обломки: обильный кварц и более редкий плагиоклаз № 5—7.

Возможно, что часть хлорита образовалась за счет обломочного биотита.

в) Вулканологические породы (юра?)

Вулканогенные породы (порфириновые туфы с пластовыми массивными телами) наблюдались нами в верховьях р. Аватгоры на хребте левого борта долины. В восточном обнажении выход кварц-порфирового покрова прослежен вдоль хребта в виде скал на протяжении около 250 м. Выходы туфов прослежены на расстоянии около 400 м.

Кварцевый порфир из покрова обр. № 185 плотный, темносерого цвета, с светлыми порфировыми вкрапленниками до 5 мм из плагиоклаза-альбита № 1—3 ($Ng' = 1.533 \pm 0.003$, $Np' = 1.525 \pm 0.003$) и оплавленного кварца. Мелкозернистая основная масса сильно изменена и состоит преимущественно из хлорита-диабантина ($N = 1.625 \pm 0.003$), того же альбита № 1—3 и кварца. В меньшем количестве присутствуют вторичный кальцит, рудные включения и отдельные зерна циркона. Любопытно, что вокруг вкрапленников кварца наблюдается более свежая кварц-альбитовая каемка.

Туфовые породы, как обычно, состоят из обломков различных лав и цемента. Вторичные агрегаты хлорита и кальцита. Из окристаллизованных первоначальных минералов различается только лишь плагиоклаз олигоклазового ряда (№ 10—15).

Лавовые обломки в большинстве случаев пористые, пемзовидные или мандельштейновые, причем миндалины выполняются примерно тем же хлоритом (диабантином с $Ng' = 1.614$), что и хлорит, замещающий стекло. В центральных частях жеедок выделяется обычно кальцит или пластинчатый цеолит, напоминающий десмин.

IV. НЕОИНТРУЗИЯ

К неоинтрузии на Кардываче следует относить весь комплекс интрузивных пород, обнажающихся вокруг озера и к северу от него. Несмотря на большое петрографическое разнообразие всех этих пород, все же они представляют единое геологическое тело и связаны между собой весьма постепенными переходами. На карте, составленной нами, выделяются: 1) участки, занятые более кислыми породами, близкими к гранитам; 2) участки, сложенные собственно диабазами; 3) пространство, занятое некоторыми промежуточными гибридными породами, в которых (отчасти уже макроскопически) распознается смесь элементов основных и кислых пород.

Наиболее ясно и четко выделяются диабазовые породы, занимающие весь северо-восточный край интрузии и протягивающиеся за пределы карты в бассейн р. Цахвоа и других южных притоков Б. Лабы.

Более или менее чистые гранитные участки концентрируются в три

самостоятельные полосы, вытянутые в ЮВ направлении. Первая наиболее крупная из них, вытянута вдоль вершины хребта горы Лоюб, занимая самую хребтовую часть. Вторая расположена несколько южнее первой и продолжается к водораздельному хребту р. Аватторы, где контактирует с древними гранитами. Наконец, третья и наиболее скромная по своим размерам находится к западу от двух предыдущих. Как и вторая, она обнажается по обоим бортам р. Мзымты и непосредственно контактирует с сланцами юры.

А. Петрографический состав неоконтузивных пород

а) Диабазы и габбро

Как уже отмечалось выше, породы эти в виде мощной гряды протягиваются вдоль главного хребта, часто переходя друг в друга. Габбровые участки среди диабазов особенно часты в области по левую сторону истока р. Мзымты и к северу от оз. Кардывач.

В качестве типичного представителя диабазовых пород может быть назван обр. № 92, происходящий из верховьев крупного левого притока р. Мзымты, впадающего несколько ниже оз. Кардывач. Это — темная порода офитовой структуры. Слагают ее следующие минералы:

1) Плагноклаз. Сохранился только в краевых полосках, где он представлен олигоклазом № 20 ($Ng' = 1.545 \pm 0.003$, $Np' = 1.538 \pm 0.003$). Центральные части, бывшие, повидимому, более основными, нацело сосюритизированы или серицитизированы. В виде включений наблюдается масса мелких иголочек апатита.

2) Роговая обманка ($cNg = 15^\circ$, $2V + 84^\circ$), вторичная по пироксену, с плеохроизмом от светложелтого до травяно-зеленого цвета.

Остальное — хлоритизированный биотит, апатит и рудные выделения, приуроченные в своей кристаллизации к роговой обманке.

Количественно-минералогический подсчет в трех шлифах из обр. № 92 дан в табл. 2.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав диабаза (в объемных %)

Минералы	I	II	III	Среднее из I—III
Плагноклаз	43.9	46.9	48.1	46.3
Роговая обманка	48.3	45.0	43.5	45.6
Биотит	3.2	4.3	4.5	4.0
Апатит	1.9	0.5	0.8	1.1
Рудные	2.7	3.3	3.1	3.0

Химически анализируем был обр. № 92 (К. П. Сокова). Результаты, приведенные в табл. 6, показывают количественные соотношения, характерные для кавказских диабазов. В частности, весьма близок к приведенному анализ диабаза (№ 609) из ущелья Джалайкола на Сев. Кавказе. В то время, однако, как в наших диабазах цветной компонент представлен роговой обманкой, в диабазах из Карачая он первично авгитовый.

Габбро отличаются от диабазов более крупной и совершенной кристаллизацией слагающих их минералов. Так, в обр. № 99, взятом из коренного обнажения в истоках Мзымты, крупные кристаллы роговой

обманки достигают 1 см в поперечнике (табл. I, фиг. 1 и 2). Плагноклаз слабо серицитизирован, зональный: в центре принадлежит к № 40—42, по краям же более кислый — № 20—25. Роговая обманка вторичная по пироксену, в остатках которого определено $cNg = 45^\circ$ и $2V = +56^\circ$. Различаются три разновидности роговой обманки: наиболее ранней по времени выделения является бурая ($cNg = 10-12^\circ$, $2V = 76-80^\circ$), непосредственно замещающая пироксен; ближе к периферии она переходит в зеленую, также еще компактную; последней, наконец, является тонковолокнистая грязно-зеленая роговая обманка типа уралита или актинолита.

В промежутках между плагноклазовыми и роговообманковыми зернами в небольшом количестве присутствует бурый, частично хлоритизированный подобно роговой обманке биотит. Рудные выделения преимущественно в виде включений в роговой обманке.

б) Гранит

Граниты, слагающие наши три тела, довольно разнообразны. Наблюдаются вариации от чисто ортоклазовых гранитов до плагiogранитов и плагiaoплитов. Структура либо гипидиоморфная равномернозернистая, либо, что наиболее часто, почти нацело микропегматитовая. Равномернозернистые граниты развиты главным образом в северо-западных частях гранитных тел, а микропегматитовые группируются преимущественно в юго-восточной их части.

В качестве типичного образца микропегматитовых гранитов может служить обр. № 133, взятый нами из южной части юго-восточного гранитного тела.

Макроскопически это среднезернистая порода светлосерого цвета с редкими мелкими участками темного хлорита. Крупные самостоятельные кристаллы образует плагноклаз альбитового ряда около № 5—6 с светопреломлением $Ng' = 1.536 \pm 0.003$, $Np' = 1.541 \pm 0.003$ и с двойникованием $Ng = 15^\circ$, $Nm = 74^\circ$, $Np = 88^\circ$, $2V = 82^\circ$ (закон альбитовый). Кристаллы эти окружены тонкими каемками анортоклаза, переходящего далее в микропегматит (табл. I, фиг. 3 и 4). Наблюдаются и самостоятельные выделения кварца — последние в процессе формирования породы.

В анортоклазе встречается масса пертитовых вростков альбита. По видимому, частично анортоклаз замещается вторичным альбитом. В анортоклазе $Ng = 1.527$, $Np = 1.519$ и $2V = -81-84^\circ$.

Хлорит встречается в виде мелких агрегатов. Показатели преломления его $Ng' = 1.636 \pm 0.003$, $Np' = 1.632 \pm 0.003$, что говорит о его афросидеритовой природе. К нему преимущественно приурочиваются выделения рудных минералов. Аксессуары обычные: апатит, титанит, рудные выделения, следы эпидота. Количественно-минералогический подсчет в трех шлифах обр. № 133 дан в табл. 3.

Так как точно учесть количественную роль калиевой частицы в альбите и, обратно, альбитовой частицы в калиевом полевым шпате путем одних только оптических измерений было невозможно, то мы прибегли параллельно к химическому анализу, выполненному К. П. Соковой. Результаты приведены в табл. 6. В этой таблице для сравнения дан химический анализ гранита (№ 217) с перевала Бак в Сванетии. Характерна их крайняя близость, отвечающая также и общему петрографическому сходству тех и других пород (микропегматитовая структура).

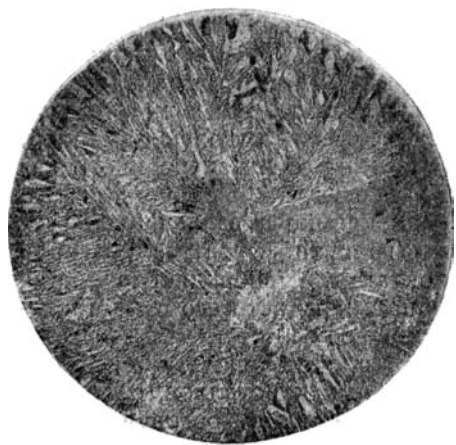
Примером микропегматитового гранита почти без темных минералов может служить обр. № 72 с правобережья оз. Кардывач. Микропегматита здесь значительно меньше. Анортоклаз пелитизирован, местами



Фиг. 1. Габбро, обр. № 99 $\times$ 20.
Свет простой



Фиг. 2. То же, что на фиг. 1. $\times$ 20.
Ник. +



Фиг. 3. Гранит, обр. № 133. $\times$ 20. Свет
простой. Характерна микропегматитовая
структура основной массы и вкраплени-
ки плагиоклаза



Фиг. 4. То же. $\times$ 20. Ник. +

пророс кварцем, но чаще свежий в виде каемок вокруг плагиоклаза. Плагиоклаз, как и в обр. № 133, альбитового ряда, в значительной мере вторичный с обильной серицитизацией: содержит включения игольчатого апатита, эпидота и титанита. В промежутках между полевыми шпатами и кварцем развивается титанит в сопровождении пирита. Произведенный количественно-минералогический подсчет показан в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Количественно-минералогический состав гранита (в объемных %)

М и н е р а л ы	Обр. № 133				Обр. № 72
	I	II	III	Среднее из I—III	
Кварц	5.9	5.2	5.0	5.4	10.4
Анортоклаз	14.5	13.3	14.2	14.0	14.7
Плагиоклаз	18.4	19.0	17.0	18.1	—
Микропегматит:					
1) кварц	12.5)	17.3)	17.5)	15.8)	8.9)
2) ортоклаз	44.4)	40.5)	43.7)	42.9)	18.4)
Плагиоклаз	—	—	—	—	46.5
Хлорит	3.7	4.3	2.3	3.4	—
Рудные	0.3	0.2	0.2	0.2	—
Титанит	0.1	—	—	—	1.0
Эпидот	—	—	—	—	0.1
Апатит	0.2	0.2	0.1	0.2	—

Типичный равномернозернистый гранит № 44 происходит из обнажений в истоках р. Мзымты. Характерным для него как и в предыдущем случае, является наличие крупных вкрапленников плагиоклаза № 8, обросших толстой каемкой сильно пертитизированного калишпата. Характерно, что пертитовые вроски калишпата продолжают ориентировку альбита вкрапленника, но значительно кислее его. Промежутки между вкрапленниками заполнены основной массой, сложенной зернами, раза в 3—4 меньшими, чем вкрапленники. Присутствуют здесь самостоятельно анортоклаз, кварц, плагиоклаз с более или менее изометрическими зернами и темными минералами: зеленой роговой обманкой, вторичной по пироксену, и мелкими листочками хлоритизированного биотита. Анортоклаз основной массы также пертитизирован, но пертитовых вросков в нем меньше, чем в краевой каемке вкрапленников.

Другой образец равномернозернистого гранита № 16, из северной гранитной полосы вблизи южного ее контакта с гибридной породой, характерен в том отношении, что полевошпатовая часть его представлена почти исключительно пертитовым калишпатом.

Плагиоклаз № 8—10 встречается редко, причем, как и в предыдущих случаях он присутствует и в виде отдельных кристаллов, обросших мощной анортоклазовой каемкой. Цветные минералы — роговая обманка и биотит, замещенный хлоритом. Из минералов, принимающих участие в составе гранитов, несколько детальнее изучен был нами хлорит. Минералом для исследования послужил образец породы № 36 из осыпи южного склона северной гранитной полосы вблизи западного контакта со сланцами. Сплошной хлорит образовал здесь жилородное выделение видимой мощности около 0.5 см. Сама порода представляет собою более или менее обычный гранит. Непосредственно к хло-

риту прилежит почти мономинеральный альбитовый агрегат. Контакт хлорита с ним довольно резкий, хотя отдельные участки хлорита и заходят в альбит. Хлорит тонкочешуйчатый, размер чешуек в среднем 0.1 мм в поперечнике. Цвет зеленый, плеохроизм слабый. Интерференционная окраска аномальная голубоватых тонов. Светопреломление $Ng' = 1.640 \pm 0.003$, $Np' = 1.638 \pm 0.003$. Угол погасания около 3—5°. Оптический знак минерала отрицательный. Изредка в хлоритовой массе присутствует титанит.

Химический анализ отобранного хлорита, выполненный К. П. Соко-вой в химической лаборатории Ин-та геологических наук, дал результаты, представленные в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав хлорита (в %).

Компоненты	Хлорит № 36		Афросидерит (по Орселю)	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	23.46	0.390	23.47	0.391
TiO ₂	Следы	—	—	—
Al ₂ O ₃	21.79	0.214	21.03	0.206
Fe ₂ O ₃	3.79	0.024	1.86	0.012
FeO	33.29	0.463	35.14	0.488
MnO	0.84	0.011	0.05	0.007
MgO	6.06	0.151	6.72	0.167
CaO	0.08	0.002	0.40	—
BaO	0.02	—	—	—
Na ₂ O	0.15	0.002	—	—
K ₂ O	Нет	—	—	—
H ₂ O — 110	0.28	—	0.80	—
H ₂ O + 110	10.37	—	11.23	—
P ₂ O ₅	0.03	—	—	—
Сумма	100.16	—	100.70	—
Молекулярные соотношения				
$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	1.64	—	1.79	—
$\frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3}$	0.11	—	0.05	—
$\frac{FeO}{MgO}$	3.04	—	2.90	—

В согласии с оптикой хлорит наш и по своему химическому составу ближе всего подходит к афросидериту. Для сравнения в табл. 4 приведен заимствованный у И. Орсея химический анализ типичного афросидерита из месторождения гематита — Вайльбурга, Нассау. Как видим, совпадение анализов почти полное, несколько больше лишь в образце магнелии и закисного железа.

в) Гибридные породы

Под названием гибридных пород выделены породы промежуточные между гранитами и диабазами. В некоторых случаях это более или менее однородные породы, содержащие обильный темный минерал и

диабазовый плагиоклаз, а в промежутках между ними — кварц и анортклаз совершенно гранитного облика. В других случаях мы имеем механическую смесь в форме брекчий из диабазовых обломков и гранитной цементирующей массы.

Примерами таких брекчий могут служить обр. № 137 и 145, фотографии которых приведены в табл. III, фиг. 9 и 10. В гибридной породе № 30 среди габбовой основной массы различается жилка аплитового состава (табл. II, фиг. 7). В породе № 98 аплитовый материал проникает между габбровым материалом.

Пример более или менее однородной породы представляет обр. № 140 с южного склона водораздельного хребта между Аватгорой и Мзымтой. Основу ее составляет сильно выветрелый идиоморфный плагиоклаз (табл. II, фиг. 8). Ядра его, бывшие, повидимому, весьма основными, сейчас нацело сосюритизированы и серицитизированы, по краям же сохранился свежий плагиоклаз № 11 ($Ng' = 1.542 \pm 0.003$, $Np' = 1.533 \pm 0.003$). В плагиоклазе довольно часто наблюдаются включения мелких иглочков апатита и роговой обманки. В промежутках между плагиоклазами и отчасти в виде каемки вокруг них присутствуют кварц и анортклаз ($2V = -84^\circ$, $Ng' = 1.527 \pm 0.003$, $Np' = 1.519 \pm 0.003$) в микропегматитовых взаимных прорастаниях.

Роговая обманка здесь свежая, плеохроирует в зеленоватых тонах; $cNg = 12^\circ$, $2V = \pm 82^\circ - 84^\circ$; $Ng' = 1.692 \pm 0.003$, $Np' = 1.672 \pm 0.003$. Повидимому, она вторичная по пироксену, так как внутри отдельных ее кристаллов наблюдаются обрывки пироксена. В небольшом количестве присутствуют биотит, почти нацело замещенный хлоритом, и вторичный эпидот. Из акцессорных минералов, кроме апатита и рудных минералов, наблюдается также титанит.

Произведенный нами количественно-минералогический подсчет в 3 шлифах из этого образца показал следующий его состав (табл. 5).

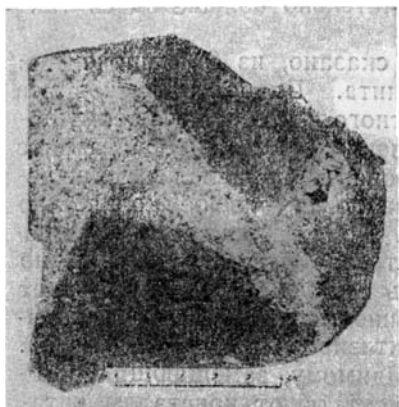
Таблица 5

Количественно-минералогический состав гибридной породы
обр. № 140 (в объемных %)

М и н е р а л ы	I	II	III	Среднее из I—III
Кварц	15.8	15.8	15.4	15.5
Плагиоклаз	52.5	48.8	55.6	52.3
Ортоклаз	14.6	17.4	14.4	15.5
Роговая обманка	13.4	14.8	11.9	13.3
Биотит	1.3	1.3	0.4	1.0
Эпидот	0.2	0.2	0.1	0.2
Апатит	0.2	0.3	—	0.2
Титанит	0.1	0.1	—	0.1
Рудный	2.3	1.3	2.2	1.9

С промежуточным минералогическим составом породы № 140 согласуется и ее химический анализ, произведенный К. П. Соковой и давший результаты, приведенные в табл. 6.

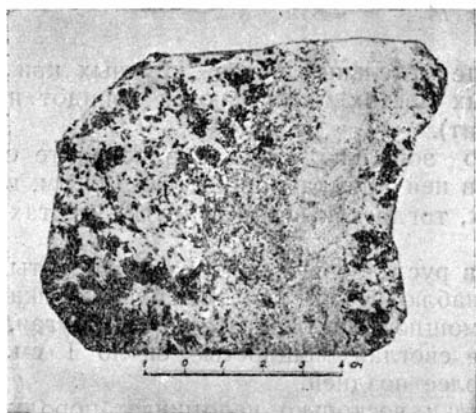
По важнейшим окислам — SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO и K_2O — порода № 140 действительно является промежуточной между описанными выше гранитом и диабазом. Подобные же соотношения, как в обр. № 140, наблюдались нами также и в обр. № 102, происходящем из истоков Мзымты. В нем также основу составляет плагиоклаз, нацело



Фиг. 5. Обр. № 137. Род инъекции
в диабаз-гранитовой части
породы



Фиг. 6. Обр. № 145. Контаминация гранита
диабазовым материалом



Фиг. 7. Обр. № 30. Пегматонный габбро-
диабаз со сложной инъекцией аплита



Фиг. 8. Гибридная порода. Обр. № 140.
× 20. Ник. +. Довольно много кварца

альбитизированный, а в промежутках между его кристаллами присутствуют микропегматитово-прорастающие друг друга анортоклаз и кварц (табл. III, фиг. 9). Анортоклаз образует, кроме того, сравнительно широкую каемку вокруг плагиоклаза. Много роговой обманки с константами, $cNg = 18^\circ$, $2V = 80-84^\circ$. Значительно больше здесь также титанита и рудных образований.

Гибридная порода № 137 состоит, как сказано, из 2 компонентов: обломков диабаз и цементирующего гранита. Дабаз обломков все же содержит некоторое количество гранитного материала, преимущественно в виде кварца, отчасти в микропегматитовом прорастании с анортоклазом. Плагиоклаз весь альбитизирован с параллельным выделением серицита. Повидимому, присутствовало небольшое количество биотита, но он нацело замещен хлоритом. Кое-где, частью в ассоциации с хлоритом, частью среди альбита, встречается эпидот. Довольно много апатита и руды. Лейкократовая часть породы весьма напоминает граниты типа обр. № 133. Это почти сплошной микропегматит, в который включены отдельные кристаллы альбитизированного плагиоклаза. Роль темного минерала играет хлорит, повидимому, замещающий роговую обманку. В небольшом количестве присутствуют кристаллы титанита.

Близок к описанному образцу, но не тождественен с ним, обр. № 139. Гранитовый участок носит определенно секущий аплитовый характер и резко отграничен от вмещающей диабазовой массы (табл. III, фиг. 10). Жила аплита имеет мощность 2 см. Контакты ее довольно резкие. Главную массу аплитовой жилки составляет микропегматит. Константы анортоклаза по определению в 3 зернах:

PNg	PNm	PNp	2V
86°	18°	72°	—76°
88	16	75	—85
86	16	74	—83

Изредка кварц встречается в виде отдельных более крупных кристаллов. В промежутках в отдельных местах встречаются эпидот и мелкоагрегатный хлорит (афросидерит).

Интересно, что жилка несколько зональна, так как в контакте с вмещающей породой наблюдается в ней каемка мощностью 1.6 мм, в которой полевой шпат идеально свеж, тогда как везде в других местах он весьма сильно разложен.

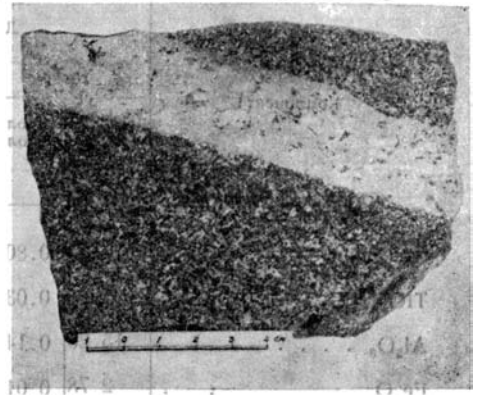
В обр. № 30, выбитом из валуна в русле левого притока р. Мзымты (впадающего ниже оз. Кардывач), наблюдается, как сказано, жилка мелкозернистой аплитовой породы мощностью около 2 см и другая, как бы включенная в первый, более светлая, мощностью около 1 см. Последняя является, повидимому, более поздней.

Под микроскопом серая часть жилки несколько напоминает породу № 140. Среди сравнительно мелкозернистой кварц-анортоклазовой массы выделяются отдельные более крупные кристаллы плагиоклаза. Цветная часть представлена хлоритизированным биотитом, роговой обманкой и частично эпидотом. Из аксессуарных минералов присутствует игольчатый апатит в виде включений в плагиоклазе, циркон и рудные образования. Плагиоклаз в большинстве случаев в центральных своих частях нацело сосюртитизирован. Повидимому, он был основным. Краевые части свежие и относятся к № 10—12.

Порода центральной светлой жилки довольно близка к аплиту № 139. Она также сложена в основном микропегматитовыми сростками анортоклаза с кварцем, обладающим слабым волнистым угасанием.



Фиг. 9. Гибридная порода. Обр. № 102. $\times 20$. Ник. +. Габбро-диабаз и микропегматит



Фиг. 10. Обр. № 139. Жила априта, почти совершенно свободная от диабазового материала, в сплошном диабазе



Фиг. 11. Кератофир, обр. № 122. $\times 45$. Свет простой



Фиг. 12. То же. $\times 45$. Ник. +

Компонент	Диабазы				Граниты			
	№ 92		№ 609		№ 133		№ 217	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
	1		2		3		4	
SiO ₂	47.95	0.800	46.84	0.780	73.92	1.231	74.84	1.237
TiO ₂	2.70	0.034	1.76	0.023	0.36	0.005	0.14	0.001
Al ₂ O ₃	15.20	0.149	16.82	0.165	13.13	0.128	13.24	0.130
Fe ₂ O ₃	2.78	0.018	3.13	0.019	0.52	0.003	0.36	0.002
FeO	8.66	0.120	5.26	0.074	2.39	0.033	1.12	0.015
MnO	0.10	0.001	0.26	0.004	0.04	—	0.01	—
MgO	5.75	0.143	7.09	0.177	0.33	0.008	0.79	0.019
CaO	8.78	0.157	9.35	0.167	0.52	0.009	0.76	0.013
BaO	Her	—	—	—	Her	—	0.07	—
Na ₂ O	3.86	0.062	0.01	0.065	4.56	0.074	3.84	0.052
K ₂ O	1.32	0.014	0.79	0.009	3.19	0.034	4.58	0.049
H ₂ O — 110	Her	—	—	—	Her	—	0.80	—
П.п.пр.	2.41	—	4.16	—	0.91	—	0.47	—
P ₂ O ₅	0.54	0.004	сл.	—	0.14	0.001	—	—
Сумма	100.05	—	99.47	—	100.01	—	101.02	—

Магматические формулы по

- 1) $2.92\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 4.79\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 5.39$; $\alpha = 1.62$
- 2) $2.67\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 4.23\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 5.63$; $\alpha = 1.49$
- 3) $1.20\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 9.55\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 2.3 : 1$; $\alpha = 4.47$
- 4) $1.20\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 9.43\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 2.26 : 1$; $\alpha = 4.49$
- 5) $1.48\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 6.24\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 1.35$; $\alpha = 2.80$
- 6) $0.85\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 8.77\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 6.11 : 1$; $\alpha = 4.56$
- 7) $1.23\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 9.00\text{SiO}_2$; $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1.56 : 1$; $\alpha = 4.28$
- 8) $1.50\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 8.58\text{SiO}_2$; $\text{F} : \text{C} : \text{I} : \text{C} = 1 : 1.1 : 1.1$; $c = 3.8$

Кардывачской неонитрузии

Гибридная порода		Жильная порода				Жильный кератофир	
№ 140		№ 122		№ 126		№ 153	
вес. %	мол. кол.	вес %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
5		6		7		8	
63.34		75.26	1.255	72.89	1.215	69.06	1.150
Следы	—	0.22	0.003	0.43	0.005	0.21	0.02
15.98	0.157	14.17	0.139	13.42	0.131	13.05	0.127
1.93	0.012	0.70	0.004	0.67	0.004	1.13	0.007
4.33	0.060	0.47	0.007	3.99	0.036	3.40	0.047
0.14	0.002	0.06	—	0.14	0.002	0.03	0.001
1.62	0.040	0.35	0.009	0.18	0.005	0.69	0.018
3.32	0.059	0.38	0.007	0.20	0.004	2.45	0.043
Следы	—	0.04	—	Нет	—	0.05	—
4.88	0.079	3.94	0.063	5.87	0.095	5.11	0.082
2.49	0.027	3.90	0.041	0.53	0.005	1.54	0.016
Нет	—	0.04	—	0.08	—	Нет	—
1.12	—	0.23	—	1.47	—	2.94	—
0.80	0.006	0.23	0.002	0.14	0.001	0.31	0.002
99.95	—	99.99	—	100.01	—	100.02	—

Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

- 1) Диабаз № 92. Из верховьев крупного левого притока р. Мзымты, впадающего несколько ниже оз. Кардывач.
- 2) Диабаз № 609. Из ущелья Джалайкола на Сев. Кавказе (по П. И. Лебедеву).
- 3) Гранит № 133. Из южной части юго-восточного гранитного тела. Кардывач.
- 4) Гранит № 217. С перевала Бак в Сванетии (по С. А. Кузьмину).
- 5) Гибридная порода № 140 с южного склона водораздельного хребта между Аватгорой и Мзымтой.
- 6) Жильная порода (кератофир) № 122 в восточной части выхода гнейсов на хребте к северу от Сухумского перевала в толще гнейсов. Жилоподобное тело.
- 7) Жильная порода (кератофир) № 126. Из жилы в западной части того же хребта. Среди гнейсов.
- 8) Жильная порода (кератофир) № 153, с правого берега р. Мзымты, в 4—4.5 км ниже оз. Кардывач.

В обр. № 98 две его составляющие пространственно не разобщены между собою. Основу габбровой его части составляют крупные идиоморфные кристаллы плагиоклаза, в промежутках между которыми выделен пироксен, замещенный роговой обманкой и хлоритом, а также некоторое количество эпидота. Иногда эти промежутки заполняются более сложной мелкоагрегатной массой, и плагиоклазы тогда плавают в ней наподобие вкрапленников.

Габбровый плагиоклаз в центральных своих частях нацело замещен альбитом № 4 ($Ng' = 1.538 \pm 0.003$, $Np' = 1.527 \pm 0.003$), и только по краям кристаллов сохранилась первоначальная более основная плагиоклазовая каемка (№ 15—20).

Пироксен-авгит ($cNg = 42^\circ$, $2V = +55 - +60^\circ$).

Роговая обманка двоякая: одна коричневатая, образовалась по пироксену и относится к баркевикиту ($cNg = 11^\circ$, $2V = -75 - 80^\circ$); другая темнокоричневая (с константами $cNg = 15^\circ$, $2V = +85^\circ$, $Ng' = 1.712 \pm 0.003$, $Np' = 1.622 \pm 0.003$), ближе всего подходит к гастингситу.

Мелкозернистая масса в промежутках между плагиоклазами, сложенная свежими альбит-анортоклазовыми кристаллами, роговой обманкой, биотитом и титанитом, более или менее равномерно распределена по всему ее объему. Характерным для всей породы является присутствие довольно большого количества апатита, который как бы запылен и имеет фиолетовый оттенок.

В некоторых местах среди габбро встречаются более крупнокристаллические участки, имеющие характер пегматитовых выделений. Такие участки наблюдались нами в верховьях р. Мзымты, к востоку от оз. Кардывач и в ряде других мест. В обр. № 51 такого габбро-пегматита, происходящего из верховьев р. Мзымты, метрах в 200 от истока, размеры кристаллов пироксена достигают 5 см; остальные минералы имеют 1—2 см в поперечнике. Как и в обр. № 98, среди крупных габбровых минералов встречается мелкозернистый апатит. Пироксен, судя по его фиолетовому плеохроизму и константам $cNg = 33^\circ$, $2V = +50^\circ$, относится скорее всего к титаноавгиту. Крупные кристаллы его трещиноваты и содержат мелкие включения серицитизированного плагиоклаза. Разрушение его чаще всего начинается по трещинкам, где образуются кальцит, хлорит и роговая обманка. Присутствует и самостоятельная роговая обманка. Судя по $cNg = 6 - 8^\circ$, $2V = -77 - 80^\circ$, $Ng' = 1.692 \pm 0.003$, $Np' = 1.669 \pm 0.003$ и плеохроизму в красноватых песчано-желтоватых тонах, ее следует отнести к баркевикиту. Включения в ней апатита иногда имеют вид длинных спикул размером 7.4×0.2 мм. В некоторых местах к роговой обманке приурочены выделения крупных рудных образований размером 4.6×2.0 мм.

Б. Контактные взаимоотношения с вмещающими породами

а) Контакт с докембрием

Контакт неинтрузии Кардывача с докембрием изучался нами на хребте к северу от Сухумского перевала. Непосредственный контакт, к сожалению, скрыт под осыпями, в основании крупного обрыва докембрийских гранитов, так что удалось изучить здесь только наиболее интенсивно измененную породу, взятую, примерно, в 5—10 м от контакта, и апофизы неинтрузии в древние граниты.

Во всех случаях контактное воздействие на древние породы было весьма незначительным и выразилось, во-первых, в частичной перекристаллизации первоначального древнего микроклина. Типичным представителем сильно перекристаллизованных пород из контактной зоны

неоинтрузии может служить обр. № 82, взятый нами на хребте севернее Сухумского перевала, примерно, в 10—15 м от контакта с неоинтрузией. Внешне в нем никаких признаков перекристаллизации не видно. Как и все местные гнейсы, это светлосерая порода с крупными (до 30 мм) фенокристаллами калишпата и обильным биотитом. Иногда среди листочков последнего встречаются кристаллы граната около 0.5 см в поперечнике. Плаггиоклаз и кварц здесь совершенно подобны таковым же минералам древних гранитов. Кварц волнистопогасающий. Плаггиоклаз (№ 12, $Ng' = 1.543 \pm 0.003$, $Np' = 1.535 \pm 0.003$) встречается в виде крупных идиоморфных кристаллов, в значительной степени серицитизированных. Калишпат без двойниковой решетки, трещиноват, в трещинках присутствуют выделения серицита. Местами в краевых частях его на границе ортоклаза с плаггиоклазом наблюдаются зерна мирмекиита. Ориентировка калишпата и углы оптических осей по измерению в двух зернах:

- 1) $PNg = 85^\circ$, $PNm = 8^\circ$, $PNp = 83^\circ$, $2V = -77^\circ$;
- 2) $PNg = 84^\circ$, $PNm = 10^\circ$, $PNp = 82^\circ$, $2V = -84^\circ$.

Все эти показатели такие же, как и у микроклина нормальных древних гранитов. Утраченной, таким образом, оказывается только микроклиновая решетка. Облик биотита в породе весьма характерный. Листочки его сохранились, но в них появилась пятнистость, и в разных местах началась кристаллизация новообразованного обильного мелкого биотита, более однородного и ориентированного произвольно по отношению к первоначальному биотитовому листочку. В результате вторичных процессов как первичный биотит, так и новообразованный мелкоагрегатный частично разложены и превращены в хлорит (тоже афросидерит $N = 1.622 \pm 0.003$).

Близкие к описанным оказались изменения, которые мы наблюдали в гнейсах вблизи крупной (около 8 м мощности) диабазовой жилы, секущей южную окраину их. По характеру своему диабаз этот совершенно подобен диабазу, описанному выше. Структура его офитовая; первоначальный минералогический состав не сохранился, полевые шпаты замещены альбитом с параллельным выделением обильного эпидота, темные минералы хлоритизированы (обр. № 118).

Контактная порода (№ 119) — среднезернистый светлый гнейс с обильным волнисто-погасающим кварцем. Полевые шпаты сильно пелицитизированы. Цветная часть — небольшое количество хлорита. Акцессорные: апатит, циркон и рудные. Крайне любопытно строение полевых шпатов. Плаггиоклаз весь альбитизирован (№ 8), а микроклин аноклазирован. По границе между полево-шпатами и кварцем образуется вокруг кайма мощностью около 0.05 мм, сложенная таким же, как основное зерно, аноклазом с пегматитовыми вростками кварца.

Оптические константы аноклаза

PNg	PNm	PNp	$2V$
86°	13°	78°	-8°
89	8	82	-85°
86	16	74	-80°

В восточной части выхода гнейсов на хребте к северу от Сухумского перевала наблюдалось в толще гнейсов жилоподобное тело, сложенное весьма своеобразной мелкозернистой породой, являющейся, по видимому, апофизой от неоинтрузивного тела, расположенного в 100 м

к югу отсюда. Мощность жилы от 10 см до 1 м. Контакт ее с вмещающими сланцами очень резкий. Вблизи контакта порода жилы флюидална. Флюидалные полосы чаще всего параллельны контакту, а изредка и вихреобразно закручены. Гнейс, прилегающий к жиле, почти совершенно не изменен. Калиевый шпат представлен микроклином, плагиоклаз кислый, кварц с волнистым погасанием. Что касается биотита, то он на некотором удалении от жилы носит обычный для гнейсов характер, в непосредственной же близости от нее (0.5 см) он перекристаллизован в мелкозернистый агрегат характерного контактного облика.

Порода жилы (табл. III, фиг. 11 и 12) состоит в основном из мелких, частично скелетных кристалликов альбита ($Ng' = 1.535 \pm 0.003$, $Np' = 1.527 \pm 0.003$), иногда собранных в радиально-лучистые агрегаты, сферолиты, небольшого количества анортоклаза ($Ng' = 1.525 \pm 0.003$, $Np' = 1.519 \pm 0.003$) и кварца. Последний концентрируется только в отдельных участках, заполняя места, оставшиеся свободными от полево-шпатовых сферолитов. Флюидалная полосчатость породы обуславливается присутствием мелких листочков бурого биотита ($Ng' = 1.626$, $Np' = 1.613$), в значительной мере перешедших в рудный агрегат. Листочки эти имеют, повидимому, экзоконтактное происхождение из агрегатного биотита контактного гнейса, захватываемого породой жилы.

Под микроскопом неоднократно приходилось наблюдать, как от зерна гнейсового биотита отходила в жилку полоса мелких листочков наподобие хвоста кометы. Кварц и полевой шпат древнего гранита попадают в породе в виде отдельных оплавленных обрывков в породе жилы. По периферии жилы игольчатые кристаллы полевых шпатов кристаллизуются перпендикулярно к стенкам. В более или менее удаленных частях иглы полевых шпатов или расположены перпендикулярно к потокам, или собираются в сферолиты. Местами наблюдаются микропегматитовые срастания кварца с калишпатом. В разных направлениях наблюдаются трещинки, заполненные кальцитом и эпидотом. Химический состав породы (№ 122) жилы приведен в табл. 6. Она по составу в общем близка к типичным кардывачским гранитам и аплитам, с той лишь разницей, что в ней несколько меньше железа.

В осыпи северного склона нами встречены совершенно аналогичные породы (№ 86).

Из других жильных пород к породам неинтрузивного же облика относится обр. № 126, взятый из жилы мощностью 4—5 м в западной части хребта. Это — плотная мелкозернистая светлосерого цвета порода, содержащая местами крупные кристаллы пирита. Структура ее полностью кристаллически порфиновая. Основная масса мелкозернистая, кварц-альбитового состава, с крупными (размером 2.5 мм) порфировидными вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза ($Ng' = 1.533 \pm 0.003$, $Np' = 1.525 \pm 0.003$). В основной массе, кроме альбита ($Ng' = 1.533 \pm 0.003$, $Np' = 1.525 \pm 0.003$), присутствует в небольших количествах анортоклаз аллотриоморфный и частично пертитизированный. По всей основной массе рассеяны мелкие листочки биотита, превращенного почти нацело в сильно железистый хлорит ($Ng' = 1.672$).

Другой образец, № 130, взятый нами из жилы мощностью около 0.5 м на южной окраине гнейсового участка, представляет собой типичный кератофир, по структуре промежуточный между обр. № 146 и 122. Здесь различаются вкрапленники плагиоклаза № 5 и основная масса со скелетной игольчатой кристаллизацией полевых шпатов, как в по-

роде № 122. Во вкрапленном плагиоклазе много включений хлорита-афросидерита ($N = 1.632$), серицита и бурых окислов железа.

Обр. № 126 был химически проанализирован К. П. Соковой в лаборатории Института геологических наук (результат см. в табл. 6). Состав его весьма близок к составу породы № 122. Разница заключается лишь в относительно большем количестве железа и меньшем окиси калия, что стоит в полном согласии с преимущественно альбитовым составом полевых шпатов обр. № 126 и наличием пирита.

б) Контакты с юррой

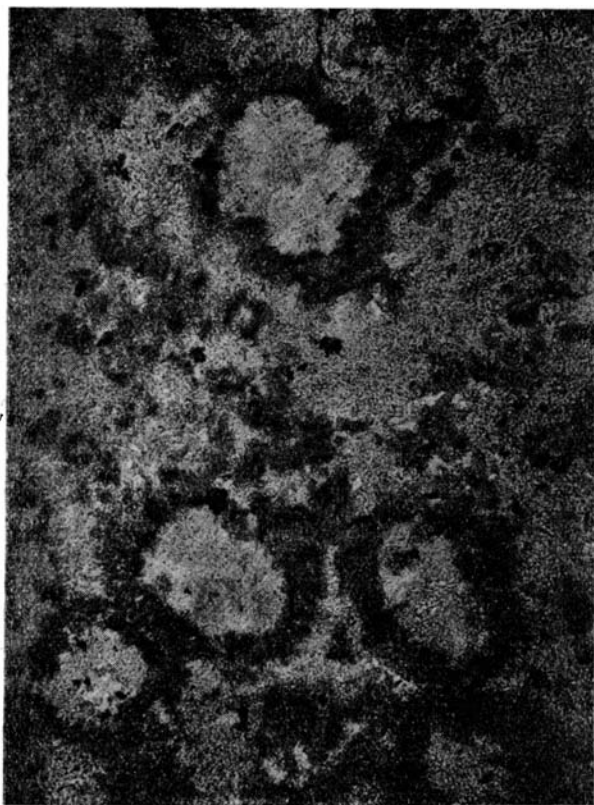
Непосредственные контакты неинтрузии со сланцами изучались нами в западной части массива на хребте выше летней кочевки колхоза им. Шаумяна. Сланцы здесь (обр. № 172) сильно изменены. Бросается в глаза прежде всего наличие пятнистости и, кроме того, присутствие мелких, как бы инъецированных жилок, состоящих из альбита № 9—10 ($Ng' = 1.542 \pm 0.003$, $Np' = 1.531 \pm 0.003$), а также рудных образований. Между кристаллами альбита наблюдаются отдельные чешуйки серицита, которые иногда изменены в хлорит. Основа сланцев состоит преимущественно из серицито-хлоритовой массы, среди которой наблюдаются мелкие кристаллы кварца и альбита.

Сланцы в юго-восточном контакте интрузии (обр. № 182) приобрели светлую окраску и потеряли всякие следы сланцеватости. В них также наблюдаются жилки толщиной около 3 мм, состоящие преимущественно из плагиоклаза альбита и чешуек серицита. Жилки эти в свою очередь, как и сама порода, пересекаются более молодыми и более тонкими жилками кварца.

Подобно тому как и в древних породах, в контактных сланцах содержатся многочисленные жилы — апофизы от неинтрузии. Состав их подобен составу апофиз в древних гнейсах. Здесь мы остановимся подробно на одной такой апофизе, встреченной нами к северо-западу от западного гранитного тела, метрах в 200 от контакта его. Мощность апофизы около 10 м. Преобладающим минералом породы (обр. № 166) является альбит № 1—2 ($Ng' = 1.533 \pm 0.003$, $Np' = 1.525 \pm 0.003$), повидимому образовавшийся за счет аноктоклаза. Темные минералы замещены хлоритом ряда диабантина ($Nm = 1.610$) и эпидотом. Структура равномернозернистая и от типичного гранита Кардывача отличается лишь большей мелкозернистостью и значительной хлоритизацией. Интересной здесь оказалась порода № 167, взятая в 20 см от края этой апофизы; структурно она представляет уже типичный кератофир (табл. IV, фиг. 13). На фоне общей мелкозернистой кварцево-хлоритовой массы его выделяются отдельные участки длинновытянутых радиально-лучистых пучков плагиоклаза — альбита ($Ng' = 1.531 \pm 0.003$, $Np' = 1.525 \pm 0.003$). Пучки эти местами пересекаются длинными игольчатыми образованиями, сложенными из хлорита, повидимому, бывшего биотита. В обр. № 171 из непосредственного контакта со сланцами этот альбит образует полные сферолиты в виде ячеек или шаров, в среднем, в диаметре 0.3 мм, окруженных мелкоагрегатной каемкой хлорита-диабантина ($N = 1.622$) (табл. IV, фиг. 14). Основная масса в промежутках между шарами мелкоагрегатная и, как в предыдущих случаях, представлена альбитом, кварцем и хлоритом. Кроме явных жил, подобные же породы слагают и более крупные тела неясного залегания. Отметим, например, выходы кератофиров на правом берегу р. Мзымты в 4—4.5 км ниже оз. Кардывач. Керитофир, пред-



Фиг. 13. Кератофир, обр. № 167 в 20 см
от контакта. $\times 20$. Ник. +



Фиг. 14. То же. Непосредственный контакт со
сланцами. Обр. № 171. $\times 86$. Свет простой. Сфе-
ролиты альбита; темная мелкоагрегатная каемка
хлорита

ставляющий здесь сливную белую породу роговикового облика, обнажается вдоль тропы на расстоянии около 40—50 м. Контакты кератофира скрыты под обильной растительностью.

Структура породы № 153 порфировая. Редкие порфировые выделения представлены плагиоклазом — альбитом № 5 ($Ng' = 1.534 \pm 0.003$, $Np' = 1.527 \pm 0.003$). В основной массе преобладает тот же альбит ($Ng' = 1.534 \pm 0.003$, $Np' = 1.525 \pm 0.003$). В подчиненном количестве присутствуют кварц и хлорит-афросидерит ($Ng' = 1.648$). Местные выделения карбонатов (кальцита). В образцах подобной же породы, но другого, более западного обнажения (№ 154), порода более свежая. В ней встречаются отдельные участки, где сохранился не замещенный альбитом крупнозернистый ортоклаз, ассоциирующийся с кварцем. Довольно обильная сульфидная вкрапленность.

Произведенный К. П. Соковой химический анализ породы № 153 приведен в табл. 6. Как видим, наблюдается довольно близкое сходство его состава с составом гранита № 133, а также жильных пород № 122 и 126. Здесь лишь несколько меньше кремнекислоты и окиси калия и больше окислов железа и извести.

У. БОЛЕЕ МОЛОДЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Кардывачская неинтрузия не является самым последним по времени вулканическим образованием. Наблюдаются жилы диабаза и андезита также и более молодого возраста, которые залегают среди гибридных пород и гранитов.

а) Диабазовые жилы

Тонкие жилки мелкозернистого диабаза встречены нами в нескольких местах среди неинтрузий: на левом берегу р. Мзымты среди более западного гранитного тела — три параллельные жилы мощностью около 1 м каждая (падение СЗ $315^\circ \angle 80^\circ$). Кроме того, аналогичная жила мощностью в 10 см встречена была и среди гибридной породы правого берега р. Мзымты с падением СЗ $300\text{—}310^\circ \angle$ около 70° .

Как макроскопически, так и под микроскопом породы всех указанных жил довольно близки между собой. В качестве типичного образца может служить № 5, взятый нами из жилы правого борта р. Мзымты. Первоначальный состав распознается с трудом, так как она сильно изменена: кальцинирована, хлоритизирована и серицитизирована. Встречающиеся отдельные порфировые вкрапленники плагиоклаза почти нацело замещены серицитом. В основной массе плагиоклаз вторичный альбит № 8, также серицитизированный, местами содержащий вросстки хлорита. Темные минералы обильны и представлены пироксеном в виде мелких, частично хлоритизированных кристаллов. Хлорит железистый ($Ng' = 1.606 \pm 0.003$). Много также мелких рассеянных рудных образований.

б) Андезиты

Несколько иной облик, чем у только что описанной, имеет порода, образующая жилку в крупном обломке гибридной породы, встреченная в осыпи левого борта истока р. Мзымты, километрах в двух выше оз. Кардывач. Мощность жилки — около 30 см.

Структура этой породы гиалопилитовая; в основной стекловатой массе вкрапленники образованы исключительно альбитизированным плагиоклазом № 1—2 ($Ng' = 1.533 \pm 0.003$, $Np' = 1.527 \pm 0.003$) с па-

параллельной серицитизацией и выделением кальцита. Микролиты представлены плагиоклазом № 10. Стекло в значительной степени превращено в мелкоагрегатный хлорит ($N_g' = 1.632$) — афросидерит и частично в кальцит. В контакте жилы наблюдается выделение сплошной кальцитово-каемки мощностью 0.7 мм.

VI. НЕКОТОРЫЕ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Как следует из предыдущего изложения, неинтрузия Кардывача образует сложное тело — комплекс габбро-диабазовых и гранитных пород, находящихся в гибридных отношениях между собою. Граниты моложе диабазов и в случае брекчиевидной текстуры гибридных пород играют роль цемента для диабазовых обломков. Специфическими особенностями гранитов являются: 1) своеобразный характер анортоклаза, приближающегося по 2V к микроклинам, но в то же время лишенного микроклиновой решетки; 2) не менее своеобразная наклонность к микропегматитовому развитию кварцево-полевошпатовой части гранитов; 3) кристаллизация цветной части их в форме хлоритизированной роговой обманки, а отчасти даже и первичного хлорита, заполняющего микролитовые пустотки в породе. Все это аналогично тому, что сообщалось уже ранее С. А. Кузьминым (1940) и Г. М. Заридзе с К. И. Чичинадзе (1940) по Эцерской неинтрузии в Сванетии и что дало в свое время Д. С. Белянkinу (1939) повод предполагать здесь палингенез — род переплавления древних гранитов при участии диабазовых материалов. Следы подобного палингенеза мы в нашем случае имеем в описанном выше гнейсе № 119 — экзоконтактном по отношению к жильному диабазу № 118. Плагиоклаз гнейса, как мы видим, альбитизирован, микроклин перешел в нерешетчатый анортоклаз, и на границе между кварцем и полевыми шпатами образовались вокруг последних анортоклазовые каемки с пегматитовыми вростками кварца.

Весьма характерны жильные породы, образующие род апофиз от неинтрузии как в гнейсы, так и в юрские сланцы. По химико-минералогическому своему характеру они почти не отличаются от неинтрузивных гранитов, но в то же время обладают сливным плотным сложением и соответственно тонкокристаллической, отчасти сферолитовой микроструктурой. Рудных проявлений как в теле самой неинтрузии, так и на ее контактах нами не обнаружено. Проведенные нами небольшие шлиховые опробования в неинтрузивном делювии показали присутствие арсенопирита.

В заключение автор выражает искреннюю благодарность Д. С. Белянkinу и В. П. Петрову за руководство и помощь как в полевой период, так и при камеральной обработке материала.

V. P. EREMEEV

ON THE STUDY OF THE NEOINTRUSION IN THE REGION OF LAKE KARDYVACH (WESTERN CAUCASUS)

Summary

According of the author's investigations, the Kardyvach neointrusions form a composite body — a complex of gabbro-diabase and granite rocks, whose mutual relations are of a hybrid nature. The granites are younger than the diabases, and in the case of a breccia-like texture of

the hybrid rocks they play the role of cement for diabase fragments. The specific features of the granites are as follows: (1) a peculiar nature of the anorthoclase, approaching microclines in its 2 V, but at the same time devoid of the microcline lattice; (2) a no less peculiar tendency towards a micropegmatite development of the quartz-feldspar portion of the granites; (3) a crystallization of their coloured portion in the form of chloritized hornblende, and partly even of primary chlorite, filling myrolitic voids in the rock. It is natural to assure here a paragenesis — a kind of refusion of the old granites, some diabase materials participating.

The veins rocks, forming a kind of apophyses from the neointrusion both into greisses, and in Jurassic shales, are highly characteristic. From their chemical and mineralogical nature they hardly differ from granite neointrusions but at the same time possess a massive compact structure and, correspondingly a finely crystalline, partly spherulitic microstructure.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. К вопросу о неонитрузиях Центрального Кавказа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 2, 93—100.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа. Тр. Азово-Черноморск. геол. тр., 1935, № 11, 1—80.
- Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И. Эцдерская неонитрузия на Кавказе. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 44, 7—14.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Тр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Закавказ., 1940, вып. 24, 100—120.
- Хмелевская Л. В. Неонитрузия в верховьях реки Мзымты, в Сочинском районе. Геол. на фронте индустр., 1935, № 1—3, 33—36.
-

М. А. ФАВОРСКАЯ

НЕОИНТРУЗИИ ВЕРХНЕЙ СВАНЕТИИ

I. ВВЕДЕНИЕ

За последние 10 лет проблеме молодого кавказского вулканизма было уделено со стороны геологов особое внимание. Это внимание в значительной мере объясняется установлением несомненной связи ряда неointрузий с оруденением. Как уже неоднократно отмечалось в литературе, и само понятие «неointрузия» претерпело с течением времени значительные изменения. В настоящее время под этим термином на Кавказе понимают далеко не только третичные интрузии, но, согласно Д. С. Белянкину, все «анортотексовые породы, в общем относительно более молодые, чем микроклиновые породы, хотя возраст как первых, так и вторых способен колебаться в значительных пределах». Как уже и раньше указывалось им, разница здесь, таким образом, скорее не столько возрастная, сколько фациальная, хотя, конечно, и возраст имеет значение. В этой работе мы будем пользоваться термином «неointрузия» именно в этом последнем смысле.

Работы, посвященные неointрузиям различных районов Кавказа, позволяют в настоящее время говорить об отдельных типах неointрузий, обладающих характерными геологическими и петрографическими особенностями и сопровождаемых характерной для них металлогенией. В этой работе речь будет идти о двух таких генетических типах, установленных автором в пределах Верхней Сванетии и имеющих, как нам кажется, региональное значение для всего Кавказа в целом.

Описанию этих типов мы предпосылаем краткий очерк геологического строения района Верхней Сванетии, необходимый для понимания нашего специального вопроса.

II. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Верхняя Сванетия представляет собой высокогорную область, расположенную частью непосредственно на южном склоне Главного хребта, частью в пределах Сванетского хребта и включающую некоторые из наиболее высоких вершин Кавказа, такие, например, как Ужба. В основу современных представлений о геологическом строении Верхней Сванетии легли, с одной стороны, работы экспедиции Академии Наук 1935 г., проведенные под общим руководством Б. В. Залесского и С. С. Кузнецова, с другой стороны, работы группы П. Д. Гамкрелидзе 1937 г. Закавказского отделения треста Союзредметразведка и, наконец, работы И. Г. Кузнецова по смежным с нашим районам Рачи

и Нижней Сванетии (1931, 1933, 1937). Предлагаемая сводная геологическая карта Верхней Сванетии (фиг. 1) составлена К. И. Чичинадзе в 1939 г. на основании всех этих работ.

В геологическом строении Верхней Сванетии принимают участие:

- 1) древний кристаллический комплекс, представленный гранитоидами, кристаллическими сланцами и гнейсами докембрия;
- 2) десская свита нижнекарбонового возраста, представленная в основном метаморфизованными глинистыми сланцами, мраморами и кварцитами;
- 3) свита глинистых сланцев лейаса;
- 4) песчано-сланцевая свита верхнего лейаса;
- 5) карбонатная свита, включающая отложения верхней юры и нижнего мела.

Возраст диабазов, пользующихся в Верхней Сванетии значительным распространением, повидимому, верхнеюрский. На возрасте неointрузий мы остановимся позднее.

Тектоническое строение района представляется в следующем виде: древний кристаллический комплекс составляет ядро грандиозного антиклинория Главного хребта. Южное крыло этого антиклинория разорвано надвигом, вдоль линии которого докембрийские породы надвинуты на сланцы лейаса. В западной части нашего района от антиклинория Главного хребта отходит менее крупное антиклинальное поднятие Сванетского хребта, в ядре которого обнажается палеозой десской свиты, в то время как крылья сложены глинистыми сланцами лейаса, трансгрессивно перекрывающими эту свиту. Ось Сванетского антиклиналя в направлении с СЗ на ЮВ вначале претерпевает некоторое поднятие, которое вскоре сменяется превосходящим его по масштабу погружением.

Пространство между этими двумя крупными антиклиналями занимает синклиальная депрессия, ядро которой сложено карбонатной свитой верхней юры — нижнего мела, трансгрессивно залегающей на осадках верхнего лейаса.

Многие исследователи склоняются в настоящее время к тому, что формирование надвига Главного хребта произошло в основном в предкейловейское время. В более поздние периоды движения в области того же разлома неоднократно повторялись, но размах их был уже менее значительным.

Возникновение Сванетской антиклинали падает, повидимому, на период верхней юры, хотя формирование ее продолжалось, возможно, вплоть до третичного времени. Параллельно с этим, начиная с титона, происходил частичный размыв этой структуры.

Из рудных полезных ископаемых в пределах Верхней Сванетии промышленный интерес представляет россыпное золото. Область верхнего течения р. Ингур характеризуется, помимо этого, значительным количеством мелких коренных рудных проявлений.

III. НЕОИНТРУЗИИ РАЙОНА

Первой работой, специально посвященной неointрузиям Сванетии, явилась краткая заметка Г. П. Агалина (1935), в которой автор проводит параллель между сванетскими и абхазскими интрузиями кирарского типа и сходными с ними интрузиями Северо-Западного Кавказа в целях уточнения вопроса о возрасте последних. При описании сванетских неointрузий группы Кирар автор значительно преуменьшил их действительные размеры и совершенно не отметил наличие среди

них типичного гранитного массива (интрузии Кирар). В 1935 г. интрузии Кирар, Абакур и мелкие интрузии на шоссе у сел. Дизи были кратковременно посещены участниками упомянутой выше экспедиции Академии Наук. Собранный здесь далеко не полный материал после его подробной петрографической обработки был опубликован В. П. Еремеевым и В. П. Петровым (1940). Одновременно сотрудником этой экспедиции С. А. Кузьминым (1940) была открыта ранее неизвестная молодая интрузия у перевала Бак. Автор отмечает ее интрузивные контакты со сланцами лейаса и связывает внедрение этой интрузии с главным надвигом, которому он приписывает альпийский возраст. Краткое описание Кирарской и Абакурской интрузий и интрузий окрестностей сел. Дизи было дано в 1937 г. сотрудниками группы П. Д. Гамкрелидзе. Эти авторы дали первую карту упомянутых интрузий в масштабе 1 : 10 000. Карта эта, однако, весьма схематична и не отражает действительного взаимоотношения пород. В том же году работниками этой группы Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе (1940) специально изучалась Эцерская неинтрузия. Авторы, как и С. А. Кузьмин, признают, что интрузия моложе надвига; они дают подробную петрографическую характеристику интрузии и прилагают карту ее в масштабе 1 : 100 000.

Далее довольно подробное описание интрузий Кирарской группы мы находим в отчете А. Е. Бенделиани (1938). Автор впервые отмечает среди Кирарской группы неинтрузий породы грано-диоритового состава и высказывает предположение о генезисе заключенных в них ксенолитов, которые он именует шлирами. Он считает неинтрузии Кирарской группы третичными и отмечает их бедность летучими компонентами и скудность связанного с ними оруденения. В 1938 г. Эцерскую интрузию посетил Д. С. Белянкин совместно с Р. П. Петровым. В статье «К вопросу о неинтрузиях Центрального Кавказа», опубликованной в 1939 г., Д. С. Белянкин высказывает предположение, что своеобразные черты Эцерской интрузии тесно связаны с внедрением диабазов в древние граниты. Последним по времени описанием Эцерской неинтрузии явилась работа С. П. Соловьева и Н. А. Голубева (1941), в которой они кратко останавливаются на геологии этой интрузии и двух более мелких основных интрузий, расположенных в непосредственной от нее близости. Петрографическую часть этой работы предполагалось напечатать отдельной статьей, однако до настоящего времени эти данные остались неопубликованными. Авторы этой работы, согласно со всеми предыдущими, считают Эцерскую неинтрузию более молодой, чем надвиг Главного хребта.

Общие соображения о возрасте кавказских неинтрузий, в том числе и интрузий Верхней Сванетии, были высказаны И. Г. Кузнецовым (1940), который в основу своих суждений о возрастных взаимоотношениях между интрузиями Большого Кавказа кладет данные регионального характера. При этом он считает интрузии группы Кирар палеогеновыми, а Эцерскую интрузию мио-плиоценовой.

Теперь обратимся к описанию неинтрузий.

1. Интрузия горы Кирар и интрузии окрестностей сел. Дизи

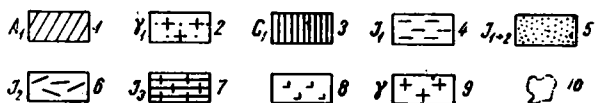
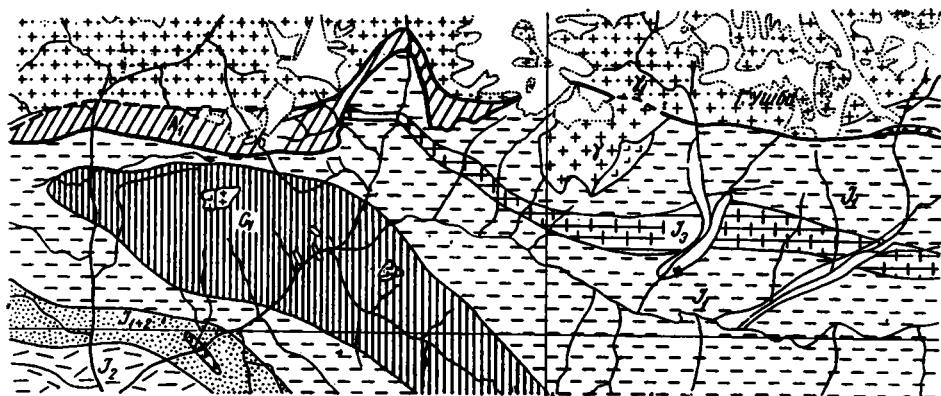
Интрузивный комплекс горы Кирар составляет одну из вершин Сванетского хребта, известную под этим названием. Эта вершина имеет абсолютную отметку 3269 м и расположена непосредственно к югу от перевала Утвир, соединяющего долины рек Накры и Ненскрыры.

Три небольшие по размерам интрузии окрестностей сел. Дизи расположены на Ингурском шоссе у подножья горы Кирар. Породы, их слагающие, имеют значительное сходство с некоторыми породами Кирарской интрузии и генетически с ними тесно связаны.

Взаимное расположение этих интрузий видно на прилагаемой сводной геологической карте района (фиг. 1).

А. Геологическое положение массивов

1. Кирарская интрузия, нанесенная нами на карту в масштабе 1:10 000 на глазомерной топографической основе того же масштаба (фиг. 2), обнажается на площади около 10 км², расположена исключительно в пределах десской свиты и дает со сланцами и мраморами этой свиты активные контакты. Как уже говорилось, десская свита сла-

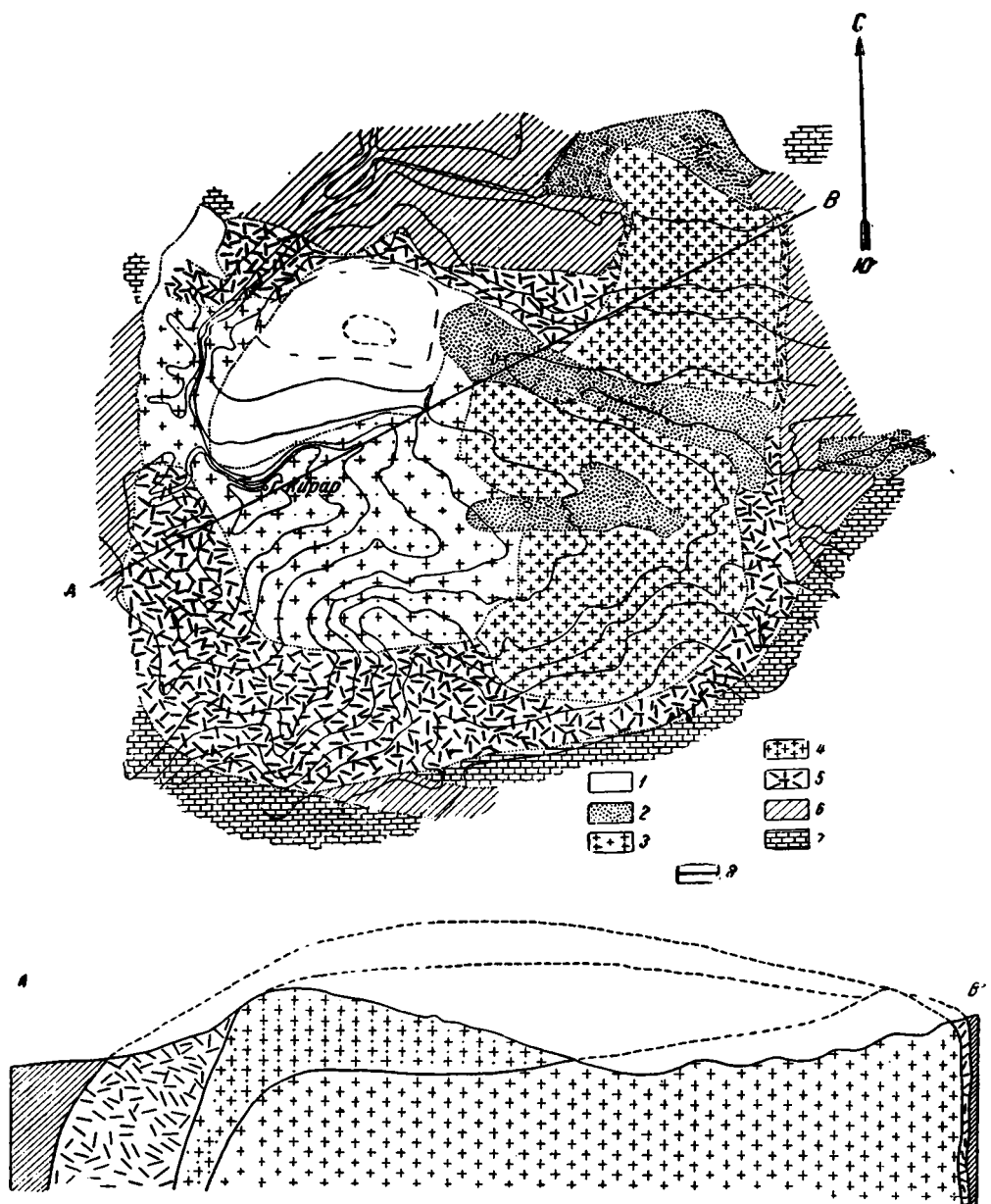


Фиг. 1. Сводная геологическая карта Верхней Сванетии (составил К. И. Чичинадзе)

1 — кристаллические сланцы и гнейсы докембрия; 2 — древние гранитонды; 3 — десская свита — нижний карбон; 4 — свита глинистых сланцев — лейас; 5 — песчано-сланцевая свита — верхний лейас; 6 — порфиритовая свита — средняя юра; 7 — карбонатная свита — верхняя юра — нижний мел; 8 — основные неинтрузии; 9 — кислые неинтрузии; 10 — ледники

гает ядро крупной антиклинали Сванетского хребта, шарнир которой погружается в направлении на ЮВ. В направлении на СЗ шарнир складки также претерпевает погружение, но более слабое, и вновь сменяющееся поднятием в месте приращения Сванетской антиклинали к антиклинорию Главного хребта. Интрузивный комплекс горы Кирар приурочен к своду Сванетской антиклинали в наиболее приподнятой его части. Породы кровли везде, за исключением восточного контакта, падают в направлении от интрузии. Это падение является наиболее пологим в юго-западной и западной части интрузии и наиболее крутым, местами даже опрокинутым у восточного контакта. Маркирующий горизонт мраморов располагается вокруг интрузии замкнутым кольцом. В тех участках, где мраморы на карте не отмечены, у северо-восточного и восточного контактов обычно присутствуют скарны в коренном залегании или в осыпи. Контакты интрузии с вмещающими сланцами и

мраморами несомненно активные. Сланцы в контакте обращены в роговики, обогащаются биотитом и хлоритом и местами импрегнированы сульфидами. Мраморы обращены в волластонитовые и пироксеновые скарны.



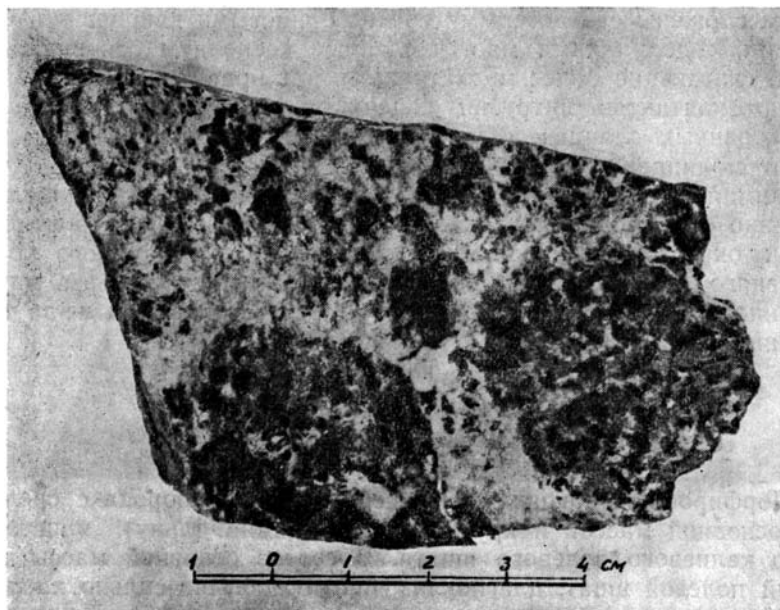
Фиг. 2. Схематическая карта интрузии горы Кирар. Разрез интрузивного комплекса Кирар по линии АВ

1 — ледник; 2 — морены и осыпи; 3 — гранит; 4 — интрузия среднего состава; 5 — габбро; 6 — роговики; 7 — мрамор; 8 — линия разреза

Интрузия инфицирует сланцы по плоскостям сланцеватости и содержит ксенолиты роговиков. В ряде случаев в контакте наблюдались аплитовые жилы, пересекающие как габбро, так и вмещающие рого-

вики, а у северо-восточного контакта в роговиках встречены тонкие (по 3—4 см мощности) прожилки арсенопирита. Ширина контактового ореола в среднем, повидимому, не превышает 100 м, но с точностью не может быть установлена, принимая во внимание указанный выше общий измененный характер сланцев десской свиты, а также по условиям обнаженности.

Интрузивный комплекс горы Киар сложен породами основного, кислого и среднего состава. Основные породы представлены кварцевым габбро и образуют прерывистое кольцо вокруг интрузии, сложенной гранитом. В западной и юго-западной части интрузивного комплекса, т. е. там, где породы кровли падают наиболее полого, кольцо габбро имеет наибольшую ширину. Продвигаясь от этого участка к центру массива, можно наблюдать постепенные переходы от габбро к породам среднего состава и далее к гранитам. Близ юго-восточной, восточной и



Фиг. 3. Ксенолиты габбро в граните

северо-восточной окраин массива, т. е. близ наиболее круто падающих контактов, кольцо габбро является наиболее узким, и здесь основные породы непосредственно и резко переходят в кислые, а породы среднего состава отсутствуют. Породы среднего состава представлены кварцевыми сиенит-диоритами, содержащими ксенолиты габбро. В юго-западной части интрузивного комплекса в непосредственном соседстве с габбро эти ксенолиты особенно многочисленны и почти не подвергались изменению со стороны захватившей их более кислой магмы (фиг. 3). По мере приближения к нормальной гранитной интрузии количество ксенолитов уменьшается, и контуры их становятся расплывчатыми. Розы трещин, составленные для габбро и для пород среднего состава, очень сходны, но отличаются от соответственной диаграммы гранитов.

Жильные дериваты основной интрузии представлены габбро-пегматитами, диорит-порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами, кото-

рые нигде не переходят в пределы гранитного массива. Граниты сопровождаются дайками аплита, секущими всю серию интрузивных пород и содержащими ксенолиты габбро и порфиров. Жильные дериваты как кислой, так и основной интрузий приурочены в основном к восточной и северо-восточной окраинам интрузивного комплекса, так же как и рудные проявления, представленные тонкими прожилками золотоносного арсенипирита.

2. Интрузии окрестностей сел. Дизи расположены по шоссе от устья р. Хумпери до «Прохоровских скал», т. е. на протяжении около 4 км. Три наиболее крупные и относительно изолированные интрузии представляют собой штоки, залегающие согласно с вмещающими сланцами десской свиты. Самая крупная из этих интрузий, расположенная против устья р. Хумпери, обнажается на площади, не превышающей 1 км. Интрузии посылают в сланцы десской свиты многочисленные апофизы и сопровождаются серией даек и аплитовых жил. Крупные интрузивные тела сложены светлосерыми среднезернистыми кварцевыми сиенит-диоритами, содержащими многочисленные ксенолиты основных пород. Породы, слагающие более мелкие жилы, как правило, значительно кислее. Близ контактов интрузии содержат многочисленные ксенолиты ороговикованных сланцев, а роговики обогащаются пиритом и иногда содержат молибденит.

Принимая во внимание, что все три крупные неинтрузии сложены совершенно однотипной породой, представляется весьма вероятным, что интрузии окрестностей сел. Дизи составляют части одного крупного интрузивного массива, тем более, что истинные размеры интрузий несомненно больше, но не везде могут быть установлены из-за плохой обнаженности.

Б. Петрографический очерк

Интрузивный комплекс горы Кирар

а) Порфировидный гранит. Это розовато-серая порода с среднезернистой основной массой и крупными (до 1 см в длину) кристаллами розового калиевого полевого шпата. В состав основной массы входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, обычно сильно хлоритизированный, кварц и в редких случаях — роговая обманка. По трещинам

Т а б л и ц а 1

**Количественно-минералогический состав интрузивных пород
горы Кирар (в объемных %)**

М и н е р а л ы	№ 124 гранит	№ 123 габбро	№ 110 габбро	№ 117 габ ро-пер- матит
Анортоклаз	43.9	—	2.2	—
Плагиоклаз	18.5	41.7	50.2	31.7
Кварц	30.3	15.5	4.9	4.3
Биотит	6.0	7.6	9.9	3.6
Амфибол	1.3	35.2	24.9	53.7
Пироксен	—	—	7.9	6.3
Рудный минерал	—	—	—	0.4

отдельности в породе образуются мелкие кристаллы эпидота. В незначительном количестве присутствует рудный минерал. Калиевый полевой шпат нерешетчатый ($PNp = 78^\circ$, $PNm = 9^\circ$, $PNg = 89^\circ$, $2V = -60^\circ$).

Значения P_{Nm} , P_{Np} и P_{Ng} выводят оптику этого минерала за пределы моноклинной сингонии, и он, следовательно, должен быть назван аноклазом. Плагноклаз — альбит-олигоклаз № 10—12.¹ Кварц отличается заметным волнистым угасанием. Зеленая роговая обманка ($2V = -56^\circ$) присутствует в ничтожном количестве и свидетельствует о загрязнении гранита более основным материалом. Структура породы гипидиоморфнозернистая. В табл. I приводится количественно-минералогический состав породы (обр. № 124), согласно которому она может быть названа лейкократовым гранитом.



Фиг. 4. Резорбированный кристалл плагноклаза. $\times 45$. Ник. +

С гранитом связаны жилы светлосерого, иногда розоватого аплита. Аплит состоит из аноклаза, плагноклаза, кварца, биотита, роговой обманки и хлорита и в небольшом количестве содержит рудный минерал. Аноклаз количественно преобладает над прочими минералами. Кристаллы его ксеноморфны и значительно серицитизированы. Плагноклаз № 30 по количеству уступает калиевому полевому шпату и отличается значительной свежестью. Кварц обладает резко выраженным волнистым угасанием. Биотита немного, он плеохроирует в зеленовато-бурых тонах и частично хлоритизирован. Присутствие зеленой роговой обманки и здесь, как это было в граните, свидетельствует о загрязнении гранит-аплита основным материалом. Это загрязнение проявляется в тех случаях, когда аплитовые жилы залегают в габбро или когда они содержат ксенолиты габбро и ксенолиты порфиринов, — в этом случае количество роговой обманки в аплите значительно повышается. Структура нормального аплита гипидиоморфнозернистая, местами микрос-

¹ Замеры констант минералов во всех случаях производились на универсальном столике Федорова, количественно-минералогические подсчеты — на интегральном столике Шенда. В подсчетах везде даны объемные проценты минералов.

пегматитовая. Близ северного контакта интрузии встречена жилка микропегматита, содержащего турмалин.

Области распространения пород основного и среднего состава разграничены на карте в значительной мере условно, так как состав основных пород подвержен значительным колебаниям, и среди них можно встретить все переходы от оливинового (кварцсодержащего) габбро до кварцевых диоритов и кварцевых сиенит-диоритов включительно. Наиболее основные разности этих пород приурочены к юго-западной и к северо-северо-западной периферии интрузивного комплекса. Интрузией среднего состава на карте обозначена область исключительного распространения кварцевых сиенит-диоритов. Описание всей этой группы пород в целом начинаем с наиболее основных ее представителей.

б) Габбро из юго-западного контакта интрузии. Макроскопически это зеленовато-черная крупнозернистая порода, с ясно различимыми кристаллами роговой обманки и плагиоклаза. Помимо этих минералов, в состав ее входят: пироксен (в редких случаях также оливин), биотит, кварц, эпидот, рудный минерал и апатит. Плагиоклаз № 85 резорбирован и обрастает каймой плагиоклаза № 34 (фиг. 4). Наряду с этим присутствуют и однородные кристаллы. Для обоих плагиоклазов характерны полисинтетические двойники по альбитовому закону. Роговая обманка плеохроирует в грязно-зеленых тонах и пойкилитически включает мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза. В центральной части зерен роговой обманки местами сохранились реликтовые участки пироксена (иногда оливина). Биотит развивается по роговой обманке и плеохроирует в красновато-коричневых тонах. Кварц отличается волнистым угасанием и мостовидной структурой. По биотиту развивается хлорит, а по плагиоклазу — серицит. Структура породы офитовая. Количественно минералогический состав породы приводится в табл. 1 (обр. № 123).

В непосредственном контакте с вмещающими породами габбро подверглось значительным изменениям, и в составе его существенное значение приобретают актинолит, тремолит, кварц и кальцит. Кварц, кальцит и пирротин образуют в породе прожилки. К этим прожилкам приурочены сноповидные агрегаты актинолита. Тремолит образует скопления в центральной части кристаллов пироксена. Кальцит развивается также по пироксену и плагиоклазу.

в) Габбро из восточного контакта (т. е. из наиболее узкой части кольца основных пород). По сравнению с габбро из юго-западного контакта эта порода более лейкократовая (повышенное содержание плагиоклаза) и менее измененная вторичными процессами, так как здесь сохранились в большом количестве реликты пироксена, не замещенного роговой обманкой. Плагиоклаз здесь несколько более кислый, № 68. Роговая обманка плеохроирует в травяно-зеленых тонах — $cNg = 15^\circ$, $2V = -59^\circ$, $Ng - Np = 0.018$; пироксен-авгит с $cNg = 41^\circ$, $2V = +66^\circ$, $Ng - Np = 0.025$. В контакте с аплитовыми жилами в породе появляются калиевый полевой шпат и кварц. Количественно-минералогический состав породы приводится в табл. 1 (обр. № 110).

г) По мере продвижения от южных и юго-западных участков интрузивного комплекса к его центру можно наблюдать постепенный переход от основного габбро к породам значительно более кислым: плагиоклаз битовнит заменяется здесь кислым лабрадором или андезином, пироксен исчезает, увеличивается роль биотита, в значительном количестве появляются калиевый полевой шпат и кварц. Типичные породы среднего состава из центральной и западной части массива представлены кварцевыми сиенит-диоритами. Это светлосерые, иногда розовато-серые

породы, содержащие многочисленные темные ксенолиты основных пород и состоящие из плагиоклаза, анортоклаза, роговой обманки, кварца, хлорита, серицита и эпидота.

Плагиоклаз чаще не зональный № 47, двойники по альбитовому закону. Некоторые кристаллы его несут следы резорбции. Центральная часть в зональных кристаллах серицитизирована. Калиевый полевой шпат нерешетчатый ($2V = -52^\circ$). Роговая обманка плеохроирует в буровато-зеленых тонах и в незначительной степени замещается биотитом и эпидотом. Местами кристаллы роговой обманки имеют скелетную форму и пронизаны полевым шпатом. Биотит сильно хлоритизирован. Кварц имеет форму мелких зерен с зубчатыми краями и волнистым угасанием. Эпидот присутствует в виде неправильных скоплений и в виде тонких прожилков сечет породу.

Структура породы монцонитовая, характеризуется присутствием идиоморфных кристаллов плагиоклаза, погруженных в крупные ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата.

Ксенолиты основной породы по составу и структуре полностью повторяют описанные выше основные разности габбро. Порода чрезвычайно сильно изменена: кристаллы полевого шпата замещаются мусковитом, реже эпидотом, а роговая обманка хлоритом (по биотиту).

Шлиры и жильные дериваты основной интрузии представлены габбро-пегматитами и кварцевыми диорит-порфиритами.

д) Пегматитовые разности габбро встречаются в виде шлиров, иногда в виде жил с неясными зальбандами в мелкозернистых его разностях и распространены преимущественно близ северного и восточного контакта интрузивного комплекса. Это грубозернистая порода, состоящая из крупных (до 1 см в диаметре) идиоморфных кристаллов зеленовато-черной роговой обманки и из небольшого количества биотита и полевого шпата. Роговая обманка плеохроирует в буровато-зеленых тонах, но содержит участки неправильной формы, окрашенные в зеленый цвет. Местами в породе сохранились реликты пироксена ($cNg = 45^\circ$). Плагиоклаз № 50—55 со следами резорбции. Биотит сильно хлоритизирован. Кварца очень мало. Калиевый полевой шпат совсем отсутствует. Структура близка к офитовой. Количественно-минералогический состав габбро-пегматита приводится в табл. 1 (обр. № 117).

е) Кварцевые диорит-порфиры также образуют шлиры в пределах основной интрузии. Это темносерая порода с крупными вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза. Вкрапленники роговой обманки плеохроируют в буровато-зеленых тонах ($2V = -62^\circ$). В них включены мелкие кристаллы сильно серицитизированного плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Основная масса состоит из микролитов травяно-зеленой роговой обманки и микролитов плагиоклаза № 40, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Структура породы порфировая.

Диорит-порфирит, присутствующий в виде ксенолитов в аплите, изменен гораздо больше: роговая обманка в значительной мере замещена биотитом, биотит также разрушен и сопровождается бурым железняком. Плагиоклаз сильно резорбирован. В некоторых случаях вкрапленники роговой обманки имеют скелетные формы и замещены агрегатами кварца, плагиоклаза и биотита.

ж) Контактные породы. Как уже упоминалось выше, породы интрузивного комплекса горы Кирар дают активные контакты со сланцами и мраморами десской свиты. Глинистые сланцы десской свиты в контакте с интрузией превращены в плотные темносерые роговики, состоящие из кварца, биотита, хлорита, серицита и магнетита. Мелкие чешуйки биотита плеохроируют в красновато-бурых тонах. Биотит обычно сильно

хлоритизирован, а местами разложен с образованием рудного минерала; он часто располагается в виде полос, петель или образует скопления в форме пятен. Кварц в виде мелких зерен с мостовидной структурой составляет основную массу породы и в виде крупных зерен с резко выраженным волнистым угасанием образует в породе скопления.

Некоторые разности роговиков имеют пятнистый облик на несколько выветрелых плоскостях вследствие присутствия в породе скоплений биотита и рудного минерала, погруженных в более светлую массу из кварца и серицита. Роговики описанного здесь типа встречены были как в контакте с габбро, так и в контакте с гранитами.

Условия обнаженности не позволили нам наблюдать непосредственных контактов мраморов и габбро, а только контакты мраморов с гранитами. В таких контактах мраморы превращены в пироксеновые и волластонитовые скарны. Пироксеновые скарны представляют собой темную серо-зеленую тонкозернистую породу с участием тремолита, талька и пирротина. Авгит составляет главную массу породы, в шлифе он бесцветен ($n_g = 44^\circ$), зерна его имеют неясную огранку. Тремолит образует радиально-лучистые скопления ($n_g = 18^\circ$). Кальцит присутствует в очень незначительном количестве, кристаллы его ксеноморфны. Тальк в виде мелких чешуек, повидимому, развивается по авгиту.

Волластонитовые скарны представляют собой белую полнокристаллическую породу, раскалывающуюся на плитчатые обломки, иногда пересеченную темными полосами, сложенными пироксеном. Преобладающим минералом в этом скарне является волластонит, образующий веерообразные скопления. В подчиненном количестве присутствуют пироксен ($n_g = 38^\circ$) и кальцит.

Инtruзии окрестностей сел. Дизи

Кварцевые сиенит-диориты, слагающие интрузии окрестностей сел. Дизи, состоят в основном из плагиоклаза (состав которого колеблется от № 30 до № 40), анортоклаза, роговой обманки, биотита и кварца. Количественные соотношения между этими минералами подвержены некоторым колебаниям (табл. 2).

Таблица 2

Количественно-минералогический состав сиенит-диорита из окрестностей сел. Дизи (в объемных %)

М и н е р а л ы	№ 42	№ 12	№ 26	№ 112
Анортоклаз	36.7	20.8	15.2	27.7
Плагиоклаз	42.2	48.0	56.1	48.3
Кварц	7.7	13.4	1.1	13.2
Биотит	—	2.5	13.6	—
Амфибол	11.8	13.2	—	7.7
Сфен	—	0.5	—	—
Рудный минерал	1.6	1.6	—	3.1

Ниже приводятся количественно-минералогические подсчеты различных образцов пород, слагающих интрузии окрестностей сел. Дизи, а также для сравнения подсчет в образце кварцевого сиенит-диорита интрузии Киар:

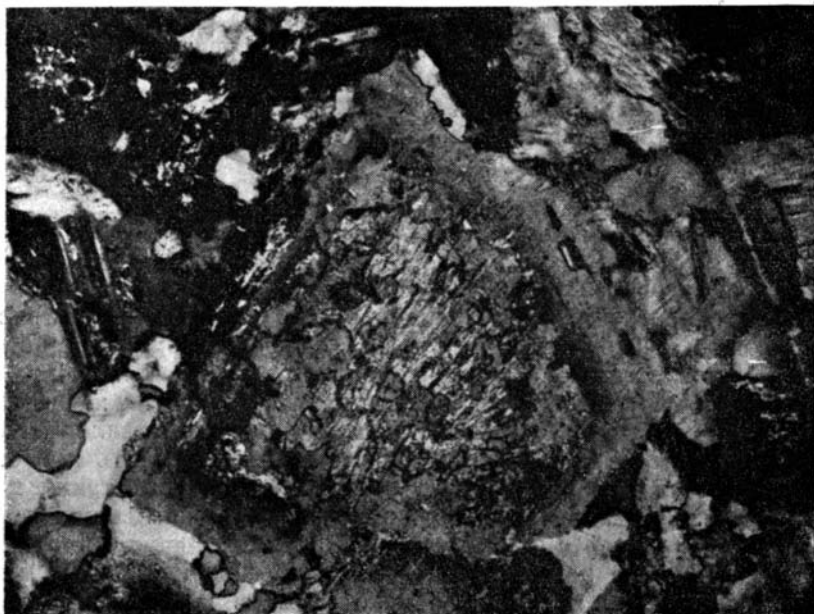
Обр. № 42 и № 12 — из центральной части интрузии, расположенной против устья р. Хумпрери.

Обр. № 26 — из эндоконтактной зоны интрузии, расположенной выше по склону сел. Дизи.

Обр. № 112 — из интрузивного массива горы Киар.

Характерные особенности минералогического состава и структуры сиенит-диоритов интрузии Кирар свойственны также и соответствующим породам окрестностей сел. Дизи. К таким особенностям можно отнести реликты пироксена в центральной части кристаллов роговой обманки, кристаллы основного плагиоклаза, резорбированные более кислыми разностями, идиоморфные кристаллики плагиоклаза, пойкилитически включенные в роговой обманке, скелетные формы минералов (фиг. 5) и, наконец, форму развития калиевого полевого шпата, обуславливающую монотонитовую структуру.

На контакте с роговиками интрузия обогащается биотитом и иногда анортоклазом.



Фиг. 5. Скелетные формы роговой обманки, заключенной в кристалле плагиоклаза. $\times 45$. Ник. +

Метаморфизм сланцев и мраморов десской свиты в контакте с интрузиями окрестностей сел. Дизи в основном аналогичен описанному для контактов интрузивного комплекса Кирар. Следует отметить, что непосредственных контактов этих малых интрузий с мраморами в связи с условиями обнаженности наблюдать не удалось, но в мраморах, расположенных в непосредственном соседстве с этими интрузиями, было отмечено присутствие эпидота и пироксена-диопсида.

Последовательность выделения минералов в породах, составляющих интрузивный комплекс горы Кирар и более мелкие интрузии на Ингуриском шоссе, может быть представлена в следующем виде.

1) В порфировидном граните кристаллизация шла в нормальном гранитном порядке от темноцветных к плагиоклазу и калиевому полево-му шпату и закончилась кварцем.

2) Основные породы после своего формирования подверглись воздействию гранитной магмы. Из минералов, первоначально слагавших эти породы, в настоящее время сохранились только реликты оливина, пироксена и, возможно, бурой роговой обманки, основной плагиоклаза,

слагающий ядра резорбированных зерен этого минерала, и акцессорные титанит, апатит и ортит.

Все остальные минералы являются новообразованиями. Можно предположить, что первым в габбро начал выделяться плагиоклаз. Об этом свидетельствуют мелкие идиоморфные кристаллики плагиоклаза, пойкилитически включенные в роговой обманке. Кристаллизация бурой роговой обманки происходила одновременно с кристаллизацией титанита и ортита, с которыми она образует сростания. Вслед затем происходит образование зеленой роговой обманки, замещающей пироксен и бурую роговую обманку, образование биотита, связанное с поступлением из кислой магмы летучих компонентов, и образование кислого плагиоклаза, резорбирующего первичный основной плагиоклаз. В последующую стадию происходит образование калиевого полевого шпата и кварца. Калиевый полевой шпат как в основных, так и в средних породах всегда ксеноморфен, крупные его кристаллы пойкилитически включают все прочие минералы, в том числе и зеленую роговую обманку и резорбированные кристаллы плагиоклаза. Процесс заканчивается образованием эпидота, хлорита и серицита.

В. Некоторые данные о химизме интрузий Кирарской группы

Петрографическое изучение пород, слагающих Кирарскую интрузию и интрузии окрестностей сел. Диззи, обнаруживает значительное их разнообразие и резкие колебания в их составе. К тому же многие из этих пород представляют собой неравновесные системы. Таким образом, чтобы судить о взаимоотношениях этих пород по их химизму, нам пришлось бы прибегнуть к очень большому количеству валовых анализов, которые, тем не менее, не в состоянии были бы дать представление об особенностях магматического состава, в частности, также в связи с широким развитием процессов хлоритизации, серицитизации и эпидотизации.

Поэтому в нашей работе мы ограничились количественно-минералогическими подсчетами, пересчитав некоторые из них для контроля на химический состав и взяв для сравнения анализы из работы В. П. Еремеева и В. П. Петрова (1940). Исключение в отношении химического анализа было сделано только для глинистых сланцев десской свиты, ввиду невозможности произвести количественно-минералогический подсчет в этой чрезвычайно тонкозернистой породе. Кроме того, нами была выделена из породы и проанализирована зеленая роговая обманка.

Помимо химического анализа этой роговой обманки, мы предприняли детальное ее изучение, руководствуясь тем, что в обширной литературе, посвященной кавказским неинтрузиям, изучение отдельных минералов этих пород ограничивалось полевыми шпатами, темноцветные же минералы, несмотря на их важное значение для установления генезиса породы, до сих пор никем не были описаны детально. Роговая обманка была нами выбрана потому, что она является важным породообразующим минералом наших интрузий. Описание этой роговой обманки было нами напечатано ранее в виде отдельной статьи.

Как указывалось выше, количественно-минералогический состав типичного для всей Кирарской группы кварцевого сиенит-диорита (обр. № 112, табл. 2) был пересчитан на химический состав. Для сравнения в табл. 3 приведен анализ сиенит-диорита из интрузии, расположенной на Ингурском шоссе против устья р. Хумпрери (Еремеев и Петров, 1940). При пересчете принималось, что в анортклазе 20% плагиоклазовой, а в плагиоклазе 5% анортклазовой частицы. Содержание

анортита в плагиоклазе принималось равным 35%. Состав роговой обманки взят согласно произведенному анализу ее.

Таблица 3
Химический состав кварцевого сиенит-диорита (в %)

Компоненты	Анализ	Пересчет
SiO ₂	61.58	61.80
TiO ₂	0.50	0.32
Al ₂ O ₃	17.94	17.56
Fe ₂ O ₃	2.13	3.83
FeO	2.59	2.04
MnO	0.15	0.7
MgO	1.25	1.83
CaO	4.86	5.18
BaO	0.06	—
Na ₂ O	4.08	3.97
K ₂ O	4.18	3.40
P ₂ O ₅	0.25	—
H ₂ O + 110°	0.12	—
H ₂ O — 110°	0.55	—
	100.24	100.00

Как видно из этой таблицы, химический состав кварцевого сиенит-диорита, вычисленный из минералогического состава, очень близок к данным химического анализа.

Для того чтобы ближе проследить характер контактового воздействия неонитрузий на вмещающие сланцы, нами был произведен анализ неизмененного филлитового сланца (табл. 4, анализ I) и для сравнения

Таблица 4
Изменения химического состава сланцев при контактовом в действии неонитрузий (в %)

Компоненты	I. Сланец	II. Роговик	III. Интрузия	IV. Интрузия
SiO ₂	52.45	66.58	61.58	61.95
TiO ₂	1.35	0.64	0.50	0.07
Al ₂ O ₃	23.8	13.48	17.94	18.57
Fe ₂ O ₃	1.17	0.24	2.13	1.68
FeO	6.88	5.12	2.59	1.93
MnO	0.19	0.07	0.15	0.03
MgO	3.70	2.71	1.25	1.63
CaO	0.97	4.70	4.86	4.28
BaO	—	—	0.06	—
Na ₂ O	1.71	3.18	4.08	4.28
K ₂ O	4.3	1.67	4.18	5.41
H ₂ O + 110°	0.15	1.13	0.12	—
H ₂ O — 110°	3.83	0.10	0.55	0.18
P ₂ O ₅	—	0.21	—	—
	99.81	100.23	99.99	100.01

¹ Кроме того, определены: Mo — 0.03%; SO₃, Au, Pb, Cu — следы; Ni, Cr — нет.

взяты анализ контактового роговика (II) и анализы типичных неонитрузий сиенит-диоритового состава из работы В. П. Еремеева и В. П. Петрова (1940).

Сравнивая эти анализы, можно сделать заключение, что в контакте с интрузией сланцы обогащаются SiO_2 , CaO и Na_2O и теряют Al_2O_3 , MgO и K_2O .

Эти выводы находят себе подтверждение в обогащении эндоконтакта интрузий биотитом и ортоклазом. Интересно также отметить следы оруденения пиритом и молибденитом, характерные для большинства контактов интрузий окрестностей сел. Дизи. Анализ на молибден был произведен еще в двух образцах контактной породы, однако содержание Mo в них также не превышает 0.03%.

Для того чтобы определить малые количества редких, но характерных для данной интрузии элементов, неуловимые при химическом анализе, в спектрографической лаборатории ИГН С. А. Боровиком был произведен спектральный анализ образца габбро и образца гранита интрузии Кирар (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Результаты спектрального анализа пород интрузии Кирар

Г р а н и т	Г а б б р о
Pb — следы	—
Cu — слабые линии	Слабые линии
Co — следы	—
Ga — очень слабые линии	Следы линий
Cr — ничтожные следы	Выше средних линий
Ba — слабые линии	Слабые линии

Г. Генезис Кирарской группы интрузий

Вся совокупность изложенных фактов, как нам кажется, проще всего может быть объяснена, исходя из следующих представлений о формировании Кирарской группы интрузий.

Интрузивный комплекс горы Кирар выполняет брахиантиклиналь, расположенную в своде Сванетского антиклинория. Эта брахиантиклиналь имеет асимметричное строение; крутое ее крыло расположено вкрест простирания более крупной антиклинальной структуры и, повидимому, сопровождается разрывами.

Интрузивный цикл начался внедрением основных пород, которые в дальнейшем были прорваны интрузией гранитов и частично ими изменены. Бесспорным доказательством разновозрастности интрузий габбро и интрузии гранитов служит присутствие многочисленных ксенолитов габбро в граните и несоответствие внутренней тектоники обоих массивов.

Строение интрузивного комплекса Кирар является частным случаем явлений, обобщенных Nockolds (1934) в его статье о возникновении нормальных типов пород при контаминации. В этой статье автор подчеркивает, что основная интрузия во многих случаях слагает внешнее кольцо и кровлю интрузивного массива. Такие основные краевые части имеют обычно состав габбро, норита или диорита и являются более ранней инъекцией. По мнению этого автора, основная и кислая интрузия являются в этом случае результатом «контрастной дифференци-

ции», а все породы промежуточного состава образуются путем контаминаций, притом часто и там, где присутствие основных пород не обнаружено; здесь основные породы или слагали размытую кровлю, или находились на глубине и были прорваны кислой магмой, захватившей их ксенолиты. Nockolds считает, что на большой глубине при наличии перегрева основная магма способна воздействовать на породы сиала, что влечет за собой увеличение количества кислого дифференциата и делает понятным крупные размеры гранитной части интрузий, слагающих комплексы, подобные Кирарскому.

Holmes (1936), возражая Nockolds, утверждает, что дифференциация никогда не бывает контрастной, а всегда прогрессивна и что, следовательно, породы среднего состава должны возникать непосредственно в результате дифференциации.

Принимая во внимание, однако, что относительно механизма дифференциации ни один из названных выше авторов не высказывается определенно, нам представляется, что возражения Holmes в известной мере лишены почвы, а факты постоянной ассоциации кислых и основных интрузий и гибридного характера пород среднего состава хорошо объясняются гипотезой Nockolds.

В Кирарской группе интрузий породы среднего состава носят ярко выраженный гибридный характер. К особенностям этих пород, свидетельствующим о гибридизме, следует отнести: 1) неоднородный состав породы, 2) совместное присутствие таких минералов, как основной плагиоклаз и кварц, пироксен и кварц, 3) резорбированные кристаллы плагиоклазов, 4) скелетные прорастания минералов. Все эти особенности, не свойственные породам, образовавшимся при нормальной кристаллизации, рядом авторов (Nockolds, 1933; Заварицкий, 1937) отмечаются как специфические особенности гибридных пород.

Мы считаем, что гибридные породы Кирарской группы интрузий образовались в результате проникновения гранитного материала внутрь основной породы. Это проникновение происходило путем диффузии, и только непосредственно в контакте некоторую роль играла инъекция по трещинам, сопровождавшаяся механической дезинтеграцией (Nockolds, 1933). Диффузия происходила вначале под влиянием газовых эманаций и вела к образованию роговой обманки по оливины и пироксену и биотита по роговой обманке, а в более позднюю стадию происходила миграция щелочного полевого шпата и кварца. Эти изменения происходили без перемешивания вещества, подобно тому как это отмечает Nockolds (1933), т. е. в результате своего рода молекулярной перегруппировки, причем основная интрузия в пределах гибридизованного участка сохраняет свойственную ей первоначальную внешнюю форму, доказательством чего служит полное соответствие внутренней тектоники основной интрузии и гибридных сиенит-диоритов.

Мелкие интрузии окрестностей сел. Дизи, как указывалось выше, сложены гибридными сиенит-диоритами, совершенно тождественными породам Кирара. Повидимому, здесь мы имеем, согласно Nockolds, случай, когда основная интрузия, давшая начало гибридным породам и слагавшая первоначально кровлю, совершенно не сохранилась. Это можно поставить в связь с приуроченностью этих интрузий к более погруженным участкам структуры, чем интрузия Кирар, с которой они генетически связаны.

Если, таким образом, считать доказанным гибридный характер пород среднего состава Кирарской группы интрузий, особенности геологического строения интрузивного комплекса Кирар смогут быть объяснены следующим образом.

Внедрение габбро произошло согласно со структурой кровли, и интрузивное тело повторяет асимметричную форму купола: юго-западные и западные контакты его пологие, а восточные, северо-восточные и северные — крутые. У пологих контактов мы встречаем значительно «переработанные» основные породы, т. е. широкое развитие гибридных сиенит-диоритов, у крутых контактов габбро значительно меньше затронут процессом гибридизма. Формирование крутого крыла складки сопровождалось разрывами, по которым летучие компоненты удалялись с образованием жильных дериватов, и реакционная способность гранитной магмы у этих контактов была тем самым значительно понижена. С другой стороны, близ апикальной части купола в настоящее время вскрыты более глубокие зоны интрузивного комплекса. Здесь ксенолиты габбро были сильно переработаны гранитной магмой и сохранились только в виде скоплений темноцветных минералов с расплывчатыми контурами. Этой переработке в значительной мере способствовало также скопление в апикальной части летучих компонентов гранитной интрузии. В юго-западной и западной части интрузивного комплекса обнажаются менее глубокие его части, и здесь ксенолиты габбро почти не переработаны и сохранилось широкое поле основных пород. Крутое падение контактов интрузий габбро на востоке приурочено к ослабленной зоне кровли и идет вкрест простирания Сванетской антиклинали, располагаясь в более погруженной ее части. Представляется наиболее вероятным, что к этой ослабленной зоне приурочен и подводящий канал интрузии габбро. Надо думать, что разрывы у крутопадающего крыла существовали и до внедрения интрузии габбро, о чем свидетельствует приуроченность жильных дериватов этой интрузии к восточному и северному ее контакту. Внедрение гранитов произошло также по этой ослабленной зоне. Граниты прорвали габбро и частично захватили его в виде ксенолитов. Это произошло уже после окончательного затвердевания интрузии габбро, судя по тому, что в этот момент жильная серия основных пород уже существовала. О действительной форме этой гранитной интрузии мы не можем судить за недостатком данных. Формирование интрузивного комплекса закончилось образованием аплитовых жил и рудных прожилков, приуроченных к восточному и северо-восточному контакту, т. е. все к той же ослабленной зоне у крутопадающего крыла антиклинали (см. фиг. 2).

Исключительным сходством с интрузией горы Кирар отличается интрузия Ятыргварты на Сев.-Зап. Кавказе, детально описанная В. А. Затоковенко (1941).

Из описания В. А. Затоковенко можно видеть, что породам среднего состава интрузивного комплекса Ятыргварты в полной мере присущи все упомянутые выше особенности, свидетельствующие о гибридном характере пород. К числу таких особенностей следует отнести: 1) неравновесные ассоциации минералов, такие, например, как плагиоклаз-битовнит и кварц, оливин или пироксен и кварц; 2) присутствие плагиоклаз-битовнита, резорбированного андезином; 3) присутствие апортотклаза в количестве до 7% в кварцевых диоритах более основных по составу, чем нормальные породы этого ряда.

Несмотря на это, в работе Затоковенко все разнообразие пород среднего состава принимается за результат кристаллизационной дифференциации. Автор насчитывает в процессе формирования интрузивного комплекса Ятыргварты пять самостоятельных интрузивных актов. При этом он считает, что породы среднего состава образуют дайки в более основных разностях. Нам представляется, однако, что магма, из которой образовались эти дайки, первоначально могла быть гранодио-

ритового состава и впоследствии контаминирована вмещающим амфиболовым эвкритом. Это тем более вероятно, что автором наблюдалась обратная зональность плагиоклаза в зальбандах этих даек (начиная с олигоклаза и до значительно более основных разностей). Весьма вероятно также, что многочисленные скопления темноцветных минералов в породах среднего состава, описанные автором как шлиры, в действительности являются переработанными ксенолитами. Наряду с этим, автором отмечены в этих породах ксенолиты, по существу мало чем отличающиеся от его «шлиров». Не в пользу взглядов, высказываемых автором, говорит и то обстоятельство, что внутренняя тектоника всех пород промежуточного состава аналогична структуре самой основной разности — интрузий амфиболового эвкрита, а интрузия гранодиорита обладает самостоятельной внутренней тектоникой. Такое строение, аналогичное строению интрузивного комплекса горы Кирар, легче всего объяснить, исходя из предположения, что породы среднего состава представляют собой часть основной интрузии, измененной воздействием гранитной магмы, но сохранившей свою первоначальную внутреннюю тектонику.

Д. Рудные проявления, связанные с группой Кирарских интрузий

В своей работе, посвященной металлогении Горной Рачи и Сванетии, А. С. Ершов указывает, что россыпное золото Верхней Сванетии берет свое начало из золотоносных кварцевых жил, встреченных на северном склоне Сванетского хребта. Наряду с этим он упоминает о том, что по р. Ласиль встречены штуфы золотоносного арсенопирита, но коренных его обнажений не обнаружено, и что непосредственной связи этого оруденения с неинтрузиями установить нельзя. В этой связи интересно отметить, что в контакте интрузии Кирар со сланцами нами были встречены прожилки арсенопирита до 3—4 см мощностью, непосредственно связанные с интрузией и проникающие в сланцы по сланцеватости.

Таким образом, связь золотого оруденения с неинтрузиями больше не вызывает сомнений.

Интересно далее отметить, что в экзоконтактах интрузий окрестностей сел. Дизи сланцы десской свиты импрегнированы пиритом и содержат редкую вкрапленность молибденита. Согласно анализам, произведенным в Химической лаборатории ИГН Ф. Я. Аносовым, эти породы содержат от 0.001 до 0.003% Мо.

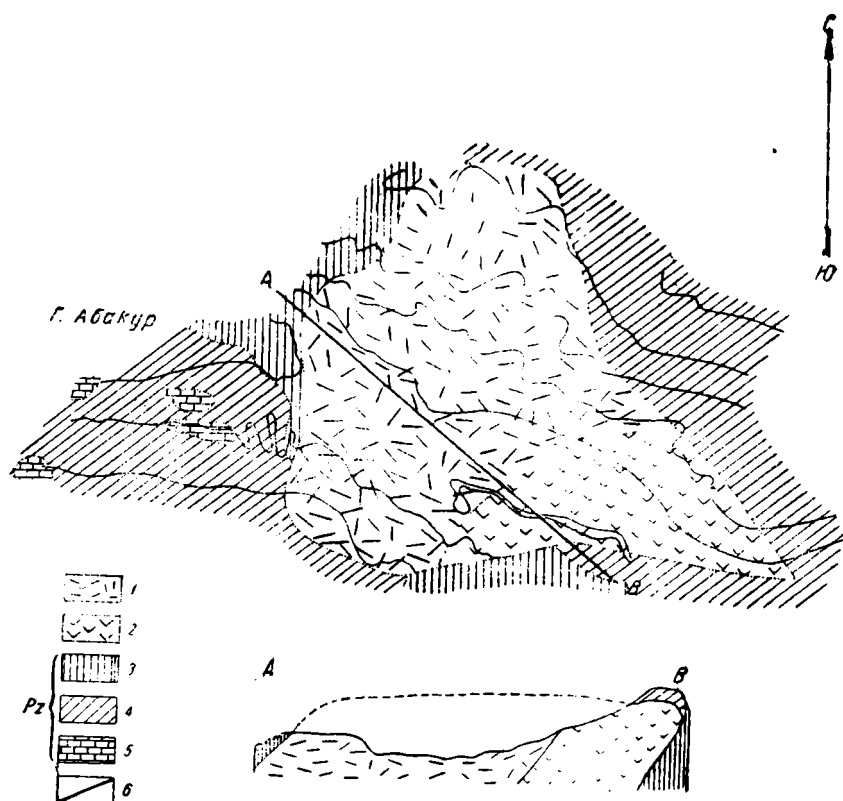
В шлихах по рекам, берущим свое начало на горном массиве Кирар, П. Д. Гамкрелидзе и позднее А. Е. Бенделиани были определены хромит, арсенопирит, вольфрамит и киноварь. Однако в искусственных шлихах, приготовленных нами из гранита горы Кирар и из кварцевого сиенит-диорита сел. Дизи, из рудных минералов ничего интересного обнаружено не было.

2. Интрузия горы Абакур

Описание этой интрузии мы даем здесь кратко как потому, что она имеет для разрешения поставленных нами вопросов подчиненное значение, так и в связи с тем, что нам не удалось собрать достаточно полный материал для ее характеристики.

Эта интрузия расположена на водораздельном хребте между р. Ингур и ее левым притоком р. Хумпрери, на расстоянии около 150 м к

ЮВ от вершины Абакур, имеющей абсолютную отметку 2564 м. В пределах хребта Абакур обнажается десская свита, представленная здесь кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами и мраморами. На северном склоне хребта десская свита трансгрессивно перекрывается глинистыми сланцами лейаса.



Фиг. 6. Схематическая карта интрузии горы Абакур

1 — габбро; 2 — пироксенит; 3 — кварцит; 4 — роговики; 5 — мрамор; 6 — линия разреза

Интрузия Абакур обнажается и дает активные контакты как с породами десской свиты, так и со сланцами лейаса. На прилагаемой карте (фиг. 6) эта интрузия нанесена на глазомерную топографическую основу.

Как уже неоднократно упоминалось, шарнир Сванетской антиклинали претерпевает погружение в направлении на ЮВ. Интрузия Абакур расположена близ свода этой антиклинали в ее северном крыле и в отличие от интрузии Кирар приурочена к значительно погруженной части антиклинали. Породы кровли везде имеют пологое падение на север. В контакте интрузии с десской свитой сланцы ороговикованы, мраморы окварцованы, а кварциты обогащены слюдой. Глинистые сланцы лейаса также ороговикованы. Местами породы кровли в контакте с интрузией интенсивно импрегнированы пиритом. Ширину контактового ореола здесь, как и в случае интрузии Кирар, установить не удалось. Для контактов интрузии Абакур это в значительной мере обусловлено плохой обнаженностью.

Интрузия Абакур в восточной части сложена крупнозернистым пироксенитом, в западной части — сильно измененным габбро. В северо-восточной части интрузии встречены полосатые разности габбро. Характерной особенностью этой интрузии является присутствие многочисленных даек гранитоидного состава, пересекающих основные породы. Количество даек возрастает в направлении на ЮЗ. Мощность их не превышает 1.5 м. Интрузия пересечена также многочисленными кварцевыми жилами, вызывающими резкие контактные изменения вмещающих пород.

Основные породы, слагающие интрузию Абакур, в значительной мере изменены последующим воздействием кислой магмы. Наименее изменены среди этих пород пироксениты. Они представляют собой крупнозернистую зеленовато-черную породу, состоящую из пироксена-авгита, роговой обманки и плагиоклаза № 62 и содержащую в небольшом количестве оливин. Оливин имеет $2V = \pm 90^\circ$, что, согласно Winchell, соответствует содержанию FeO 13%. Роговая обманка развивается по пироксену. Плагиоклаз в виде редких кристаллов включен в пироксене. По оливину и пироксену развиваются тальк и серпентин. Габбро отличается офитовой структурой. Темноцветные в нем представлены авгитом и роговой обманкой. По роговой обманке развивается биотит. Плагиоклаз не зональный и представлен лабрадором. В сильно измененных разностях пироксен почти полностью замещен тальком и серпентином, иногда кварцем, а плагиоклаз — эпидотом и цоизитом.

В полосатых разностях габбро темные полосы сложены авгитом, роговой обманкой и биотитом. Константы авгита: $cNg = 40^\circ$, $Ng - Nr = 0.027$, что соответствует, по Winchell, содержанию около 25% диопсидовой молекулы и 75% геденбергитовой. Константы роговой обманки: $cNg = 16^\circ$, $2V = -78^\circ$, $Ng - Nr = 0.023$. Светлые полосы сложены плагиоклазом № 48 и в небольшом количестве содержат калиевый полевой шпат и кварц. Акцессорные представлены сфеном и апатитом.

В табл. 6 приводится количественно-минералогический состав этой породы (обр. № 150).

Таблица 6
Количественно-минералогический состав породы интрузии горы Абакур (в объемных %)

М и н е р а л ы	№ 150 габбро	№ 133 аплит
Анортоклаз	—	49.3
Плагиоклаз	65.1	13.2
Кварц	1.6	34.7
Биотит	2.9	—
Амфибол	15.1	—
Пироксен	14.7	—
Хлорит	—	2.7
Акцессорные	0.6	0.1

Особенно сильные изменения основные породы претерпевают на контакте с многочисленными кварцевыми жилами. В этих контактах габбро превращены в породы типа лиственитов и представляют собой агрегат кальцита, хлорита, кварца и лимонита. Местами по форме агрегатов кальцита и хлорита еще можно догадаться о том, что они соответственно замещают плагиоклаз и какой-то темноцветный минерал.

Жильные дериваты основной интрузии Абакур представлены порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами.

Кислые породы в пределах интрузии Абакур представлены дайками гранодиорита и аплитовыми жилами.

Гранодиорит представляет собой серую мелкозернистую, неясно порфировидную породу с кристаллами розового полевого шпата, несколько более крупными, чем основная масса породы. Порода состоит из зонального плагиоклаза (№ 40 в центре до № 35 на периферии), калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Агрегаты мелких кристаллов роговой обманки ($cNg = 17^\circ$) образуют псевдоморфозы по пироксену. По плагиоклазу развиваются мусковит, эпидот и цоизит, по роговой обманке — эпидот и биотит. Из аксессуарных присутствуют апатит и пирит. Структура породы монцонитовая.

Жилы аплита, по мощности не превышающие 50 см, встречаются как в центре массива габбро, так и в особенности у юго-западной его окраины. Количественно-минералогический состав аплита приводится в табл. 6 (обр. № 133).

Плагиоклаз преимущественно не зональный № 28. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен и циркон.

Контактный метаморфизм вмещающих пород. В контакте с основной интрузией глинистые сланцы обращены в темносерые массивные роговики, содержащие значительное количество пирита и пересеченные тонкими прожилками кальцита. Роговики состоят из карбоната, кварца, хлорита, сфена и пирита. Кварциты в контакте с основной интрузией обогащаются мусковитом и пиритом. Мраморы близ контакта с интрузией обогащаются мелкими зернышками кварца.

Химических анализов пород и здесь, как для Кирарской группы интрузий, произведено не было. Согласно спектральному анализу, произведенному С. А. Боровиком, перидотиты и роговики Абакура содержат 0.06% ванадия.

Генезис интрузии горы Абакур

Ввиду отсутствия материала, достаточного для полной характеристики интрузии Абакур, здесь и по вопросу о генезисе этой интрузии можно высказать только несколько кратких замечаний, может быть, не всегда достаточно полно подкрепленных фактами. Интрузия представляет собой шток, залегающий наклонно и согласно с вмещающими сланцами. Породы кровли в северном и южном контактах имеют примерно одинаковые элементы залегания, общие для северного крыла Сванетского антиклинория. Интрузия имеет асимметричное строение: в лежачем боку она сложена пироксенитом, в висячем — габбро. Принимая во внимание постепенные переходы между этими породами и отсутствие каких-либо фактов, свидетельствующих о прорыве пироксенитов более поздней интрузией габбро, нам кажется естественным предположить при образовании этого интрузивного комплекса кристаллизационную дифференциацию *in situ*. Отсутствие пироксенитов в крайней юго-западной части комплекса объясняется, повидимому, воздействием кислой интрузии, представленной на поверхности дайками гранодиорита и гранит-аплита. Происхождение полосатого габбро Абакура также, вероятно, находится в связи с интрузией кислых пород и является результатом инъекции лейкократового материала в основную породу типа пироксенита.

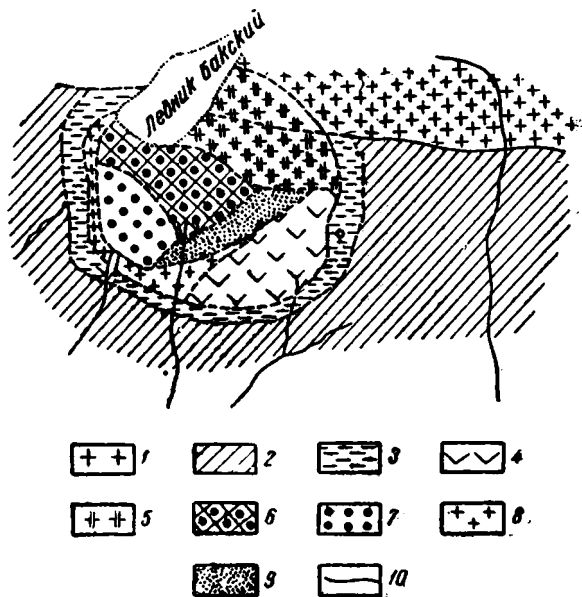
Сопоставляя интрузию Абакур с интрузией Кирар следует отметить, что первая, приуроченная к более погруженной части Сванетского антиклинория, сложена более основными разностями пород (пироксениты). В этой же связи интересно отметить, что кислые породы, слагающие на Кираре самостоятельный массив, в пределах интрузии Абакур встречаются в виде незначительных по мощности даек.

Кварцевые жилы интрузии Абакур являются, повидимому, источником золота в аллювии р. Хумпрери. В лаборатории специальных исследований ИГН В. С. Салтыковой был произведен анализ сульфидного концентрата, полученного из разрушенного в контакте с кварцевой жилой, габбро. Анализ показал содержание золота 0,3 г в 1 т концентрата.

3. Эцерская (Бакская) интрузия

Краткие данные об этой интрузии были опубликованы нами ранее в статье «Неоинтрузии Бакского (Эцерского) типа на Кавказе» (Белянкин и др., 1943). Здесь мы даем более подробное описание интрузии с целью обосновать высказанную нами гипотезу о ее происхождении.

Эцерская интрузия расположена на южном склоне Главного хребта у внутреннего перевала Бак. К северу от перевала значительная часть интрузии скрыта под Бакским ледником, который дает начало правому истоку р. Долры. Интрузия приурочена к своду антиклинария Главного хребта в зоне надвига. Она нанесена нами на карту (фиг. 7). На западе она контактирует с глинистыми сланцами лейаса, на юге и юго-востоке с диабазам. В контакте со сланцами интрузия содержит многочисленные ксенолиты их, образует роговики и посылает в сланцы дайки лейократового гранита. В контакте диабазов и сланцев присутствуют мощные зоны роговинов. На северо-востоке интрузия дает постепенные переходы к древнему граниту.



Фиг. 7. Схематическая карта Эцерской интрузии.

1 — древние граниты; 2 — сланцы лейаса; 3 — роговики; 4 — диабазы; 5 — анортклязовые гранитоиды; 6 — альбитизированные граниты; 7 — гибридные альбититы; 8 — микропегматитовые граниты; 9 — морены; 10 — линия надвига

На прилагаемой схематической геологической карте (фиг. 7) мы выделяем в пределах Эцерской интрузии шесть различных типов пород. Некоторые из этих пород дают между собой постепенные переходы, делая, таким образом, это подразделение в значительной мере условным. Ниже мы даем краткое описание этих пород, после чего изложим наше представление о их генезисе и о генезисе интрузии в целом.

1) Диабазы. Пересеченные многочисленными жилами аплитовидного гранита, эти породы обнажаются в юго-восточном конце интрузии на площади около 4 км² и характеризуются типичной столбчатой отдельностью (фиг. 8). Диабазы настолько сильно метаморфизованы, что первоначальный их характер удается установить с большим трудом. Они представляли собой среднезернистую породу, состоящую из пироксена (табл. 8, обр. № 226), бурой и зеленой роговой обманки (табл. 8, обр. № 226), плагиоклаза (табл. 9) и титано-магнетита. Структура породы офитовая. В измененных диабазах пироксен сохранился в виде

редких реликтов, он замещается уралитом и хлоритом; тем же изменениям подверглась и бурая роговая обманка. Плагиоклаз замещен сери-



Фиг. 8. Столбчатая отдельность в диабазе

цитом, кальцитом и минералами группы эпидота. В значительном количестве присутствуют также свежие кристаллы альбита (табл. 9).

Таблица 7

**Количественно-минералогический состав пород Эцерской интрузии
(в объемных %)**

Минералы	№ 223 диабаз	№ 245 микропег- матитовый гранит	№ 239 гибридный альбитит	№ 234 альбито- анортокла- зовый гранит	№ 291 анортоклазовые гранитоиды	№ 237	№ 246
Микропегматит . . .	—	64.85	—	0.22	—	—	—
Анортоклаз . . .	—	19.14	2.32	29.72	14.53	15.21	4.66
Простые двойни- ки альбита . . .	—	—	47.82	27.43	—	—	—
Шахматный аль- бит	—	—	22.50				
Олигоклаз . . .	—	8.64	—	—	31.15	41.21	51.15
Основной плагио- клаз и продук- ты его разру- шения	46.28	—	—	—	—	—	—
Кварц	2.04	5.29	25.51	25.85	31.11	37.91	32.03
Амфибол	44.88	—	—	—	19.83	—	5.76
Титано-магнетит	2.79	—	—	—	—	—	—
Хлорит	4.01	0.79	1.85	15.63	—	—	—
Эпидот	—	1.29	—	0.10	3.38	4.09	7.00
Кальцит	—	—	—	—	—	1.58	—

Оптические свойства темноцветных минералов

Таблица 8

Образцы	cNg	Ng-Np	2V	Ng _D	Np _D	П л е о х р о и з м			Примечание
						Ng	Nm	Np	
Пироксены № 226 . . .	42°	0.020	+58°	1.681 +0.002	1.667 +0.002	—	—	—	Пироксен существенно известковый 15--20% геденбергитовой молекулы
№ 260 . . .	42	0.025	+58	1.672 +0.002	1.644 +0.002	—	—	—	Диопсид, содержащий некоторое количество жадеитовой молекулы
Бурая роговая обманка № 226	24	0.023	—86	1.656 +0.002	1.635 +0.003	Темнокоричневый	—	Светлокоричневый	Обыкновенная роговая обманка, в которой Mg значительно преобладает над Fe
Зеленая роговая обманка № 271	13.5	0.021	—72	1.635 +0.002	1.664 +0.002	Темный буровато-зеленый	—	Светлый буровато-зеленый	Эта роговая обманка несколько более богата железом, чем бурая, и по константам отличается от роговых обманок Кирарской группы
Древний гранит	16°	0.020	—72	—	—	Плеохроизм в зеленых тонах			
Актинолит № 226 . . .	17.5	0.017	—72	1.629 +0.002	1.614 +0.002	Плеохроизм в светлозеленых тонах			Актинолит беден железом и содержит до 80% молекулы тремолита
Хлорит № 308	7	—	—	1.643 +0.002	1.644 +0.002	Плеохроизм в бледнозеленых тонах Афросидерит			
Эпидот № 312	21	0.050	—74	1.772 +0.002	1.723 +0.002	—	—	—	Эпидот, содержащий около 15% Fe ₂ O ₃

Альбиты

2v	BNp	BNm	BNg	Двойниковый закон		П о р о д а
+82°	66°	29°	74°	⊥ (001)	Альбит № 3 Манебахский закон	Гибридный альбитит
	86	75	15	[010]	Альбит № 3 Переклиновыи закон	Альбитизированный гранит
	82	75	20	⊥ (010)	Альбит № 0 Альбитовый закон	Микропегматитовый гранит
	85	75	17	⊥ (010)	Альбит № 3 Альбитовый закон	Анортоклазовый гра- нитонд
	85	75	15	[010]	Альбит № 0 Переклиновыи закон	Диабаз
	84	72	20	⊥ (010)	Альбит № 0 Альбитовый закон	Кварцевый кератофир
+82	85	74	16	[010]	Альбит № 3 Переклиновыи закон	Кварцевый кератофир из окр. Местии

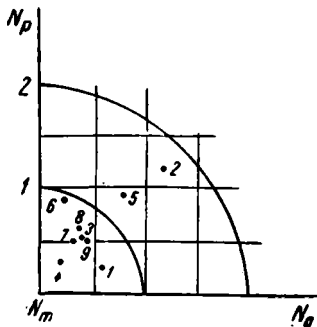
Олигоклазы

+77°	87°	79°	11°	⊥ (010)	Олигоклаз № 12 Альбитовый закон	Милонитизированный альбитовый гранит
+88	11	80	87	[100]	Олигоклаз № 13	Древний гранит

Основные плагиоклазы диабазов

67°	70°	30°	⊥ (010)	Лабрадор № 62 Альбитовый закон
80	81	14	⊥ (010)	Лабрадор № 60 Альбитовый закон

Титано-магнетит частично преобразован в сфен, который обрастает зерна плагиоклаза, корродируя их. В породе в значительном количестве появляется вторичный кварц. Количественно-минералогический состав этой породы дается в табл. 7, обр № 226.

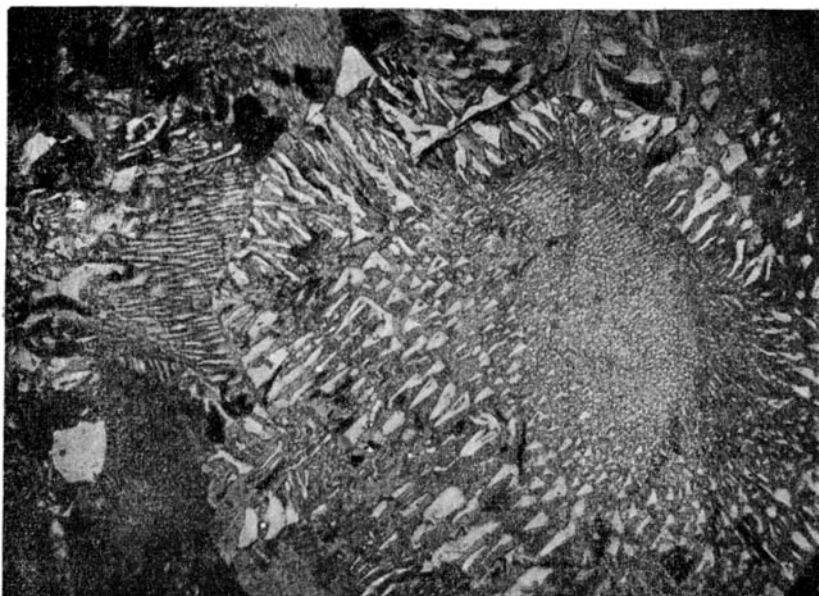


Фиг. 9. Диаграмма кристаллографических элементов калиевых полевых шпатов

2) Микропегматитовые граниты. Эти породы расположены в виде узкой полосы вдоль южного и западного контакта интрузии и слагают дайки и апофизы в диабазах и сланцах. Гранит состоит из анортоклаза (табл. 10, обр. № 225), плагиоклаза (табл. 9) кварца, биотита, хлорита и эпидота. Количественно-минералогический состав гранита, секущего диабазы близ контакта интрузии, приводится в табл. 7, обр. № 245. Олигоклаз присутствует в виде идиоморфных кристаллов.

В небольшом количестве имеется шахматный альбит. Некоторые кристаллы анортоклаза также идиоморфны и погружены в основную массу, состоящую из микропегматита. Пегматитовые вроски отличаются большим разнообразием величины и формы

(фиг. 10). Хлорит присутствует в виде крупных яркозеленых пластинок, часть его развивается по биотиту, другая часть вместе с крупными зернами эпидота образует неправильные скопления или выполняет тонкие трещинки в микропегматите. В одном шлифе удалось наблюдать, как диабаз в контакте с гранитом пересекает идиоморфный кристалл кварца. Здесь создается впечатление, что диабаз моложе гранита.



Фиг. 10. Микропегматит. $\times 45$. Ник. +

3) Под названием гибридных альбититов объединены породы, распространенные в западной и северо-западной части интрузии. Для этих пород при всем разнообразии их состава характерно: а) значительное преобладание альбита над другими минералами, б) развитие процессов вторичного окварцевания, в) присутствие реликтов основной породы.

Макроскопически эти породы имеют аплитовидный облик, в некоторых их разностях крупные кристаллы белого полевого шпата напоминают порфиоровые вкрапленники. Породы эти состоят из альбита, кварца, темноцветных и акцессорных минералов. Альбит присутствует в виде простых или слабоповторных двойников и в виде шахматного альбита (табл. 9). Кварц корродирует все прочие минералы. В некоторых породах количество кварца увеличивается настолько, что альбит образует островки в крупных выделениях кварца. Из реликтовых минералов в породе присутствуют пироксен (табл. 8, обр. № 260), зеленая роговая обманка (табл. 8, обр. № 271) и титано-магнетит. В значительном количестве встречается сфен, кристаллы которого обрастают альбитом и корродируют его. Количественно-минералогический состав гибридного альбитита дается в табл. 7, обр. № 259.

4) Альбитизированные граниты. Эти своеобразные породы распространены непосредственно у перевала Бак в области наибольшего тектонического нарушения и дают постепенные переходы, с одной стороны, к гибридным альбититам, с другой — к анортоклазовым гранитам.

В отличие от гибридных альбититов, эти породы не имеют аплитовидного облика и макроскопически могут быть отнесены к лейкократо-

вым гранитам. Характерной их особенностью является значительное содержание сильно пертитизированного анортоклаза (табл. 10, обр. № 249, 254) и крупных и свежих кристаллов шахматного альбита (табл. 9). В некоторых зернах анортоклаза включены сильно измененные зерна плагиоклаза (табл. 9). Кварц присутствует в виде двух генераций, причем более ранний отличается резко выраженным волнистым угасанием, в то время как в более позднем следы давления отсутствуют. Кварц второй генерации образует неправильные вроски в шахматном альбите и в анортоклазе, иногда придавая им характер микропегматита. Хлорит образует скопления крупных яркозеленых пластинок и ассоциируется с эпидотом и сфеном, реже с кальцитом.

Таблица 10

Калиевые полевые шпаты (анортоклазы)

№ образца	2V	PNp	PNm	PNg	П о р о д а
249	—76°	87°	6°	84°	Альбитизированный гранит
254	—84	78	16	78	
254	—68	85	7.5	86	
236	—76	77	4	88	Анортоклазовые гранитоиды
236	—	80	12	82	
255	—72	81	9	87.5	
255	—76	85	5	87	Дайки микропегматитового гранита в диабазе
225	—80	84	6	86	
225	—81	85	6.5	86	

Южнее перевала Бак встречена тектоническая брекчия лейкократового гранита, сцементированная хлоритом и кварцем. В шлифе порода представляется состоящей из обломков гранита и из обломков плагиоклаза, анортоклаза и кварца, сцементированных скоплениями мелких чешуек яркозеленого хлорита, серицитом и очень мелкими зернышками кварца.

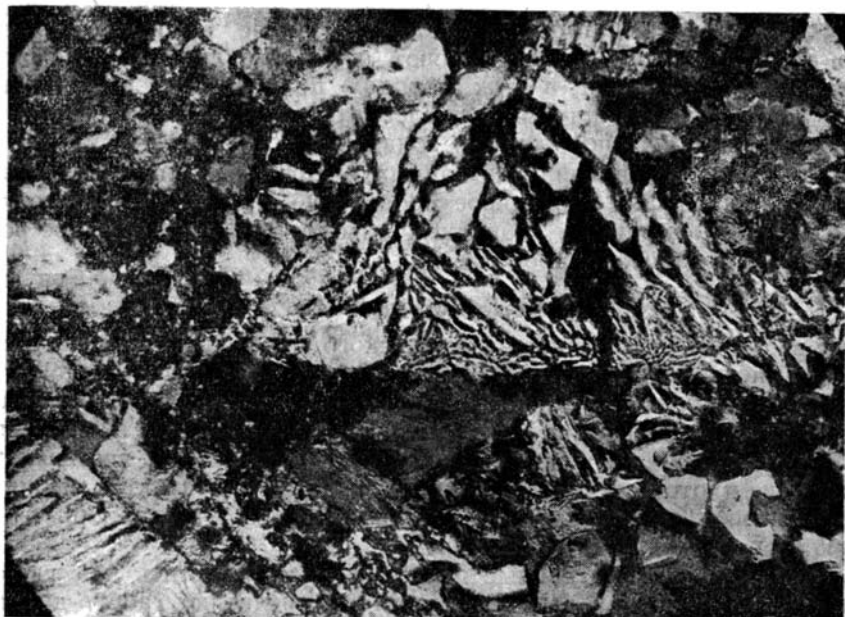
5) Под названием «анортоклазовые гранитоиды» условно объединены своеобразные, значительно окварцованные породы северо-западной части интрузии. Для большинства из них характерно присутствие роговой обманки и для всех присутствие анортоклаза, но в общем состав их подвержен очень значительным колебаниям, как это можно видеть из приводимого в табл. 7 (обр. № 291, 257, 246) количественно минералогического состава.

В наиболее типичных образцах этой породы кристаллы плагиоклаза и роговой обманки включены в более крупные зерна калиевого полевого шпата (табл. 10, обр. № 255, 236) и кварца. Плагиоклаз представлен как вторичным альбитом, так и более ранним минералом, измененным до полной неузнаваемости. Из акцессорных в этих породах содержатся сфен и титано-магнетит. Анортоклазовые гранитоиды в большинстве случаев несут следы катаклаза. Кварц отличается резко выраженным волнистым угасанием, двойники роговой обманки изогнуты. В северо-восточном конце интрузии анортоклазовые гранитоиды дают постепенные переходы к древним гранитам. В переходных породах увеличивается роль плагиоклаза — олигоклаза, кристаллы которого отличаются значительно большей свежестью, чем в описанных выше анортоклазовых гранитоидах. В небольшом количестве присутствует анортоклаз, и

наряду с ним микроклин в виде ксеноморфных выделений. Кварца много, и он корродирует все прочие минералы. Подобно аноргоклазовым гранитоидам, и эти породы носят ярко выраженные следы катаклаза.

6) Еще далее на восток интрузия приобретает характер, типичный для древних гранитов Главного хребта: калиевый полевой шпат представлен в этих породах решетчатым микроклином, а плагиоклаз — олигоклазом № 12—15 (табл. 9). Темноцветные представлены биотитом и роговой обманкой (табл. 8). Характерны следы катаклаза.

В пределах Эцерской интрузии большую роль сыграли процессы милонитизации. Следы давления можно отметить в каждой из выделенных на карте разновидностей интрузии (фиг. 11). Об особенностях этого процесса в альбитовых гранитах перевала Бак отчасти уже упоминалось выше. Здесь мы приводим краткое описание наиболее сильно милонитизированного альбитового гранита.



Фиг. 11. Милонитизированный микропегматит. $\times 45$. Ник. +

Этот образец взят западнее пер. Бак в зоне наибольшей милонитизации. Макроскопически порода представляет собой крупнозернистый, сильно милонитизированный гранит со следами развальцевания. В шлифе порода имеет вид типичного милонита. Крупные зерна кварца раздроблены, волнистое угасание в них выражено настолько резко, что отдельные зерна приобретают мозаичный характер. Крупные кристаллы олигоклаза № 12 сильно раздроблены, и двойники изогнуты, в меньшем количестве присутствуют анортоклаз и шахматный альбит, также подвергшиеся катаклазу. По трещинам в полевоом шпате развивается кальцит, который выполняет также более крупные трещины, пересекающие породу. В некоторых участках крупные зерна кварца и плагиоклаза погружены в массу мелко раздробленных зернышек тех же минералов. Мелкие зернышки кварца включены в крупных кристаллах полевого шпата. Хлорит образует скопления мелких чешуек, повидимому, псевдоморфозы по роговой обманке.

Описание кварцевых порфиров, пользующихся в пределах Эцерской интрузии значительным распространением, было дано нами в упомянутой ранее статье четырех авторов (Белянкин и др., 1943).

Дайки лейкократового гранита в сланцах по своему составу соответствуют описанному выше микропегматитовому граниту.

Наконец, наиболее молодыми образованиями в пределах Эцерской интрузии являются дайки порфирита, секущие альбитовый гранит у пер. Бак.

Контактное воздействие интрузии на сланцы относительно слабое. Сланцы в контакте с лейкократовым гранитом превращены в роговики, иногда полосатые, состоящие из серицита и мелких зерен кварца, изредка присутствует хлорит. В большинстве случаев роговики содержат пирит, местами превращенный в бурый железняк, и иногда идиоморфные кристаллики альбита. В контакте с диабазами зона роговиков шире, чем в контакте с гранитами, но характер роговиков тот же. В пределах интрузивного тела на так называемом Манчхабском хребте обнаружены остатки кровли, представленной кварцитами. Эта порода состоит из кварца, серицита и хлорита. Возможно, что и некоторые богатые альбитом породы представляют собой результат метасоматического замещения кровли; в этих породах присутствуют вкрапленники плагиоклазов, содержащих многочисленные включения серицита и глинистого вещества, расположенные зонально.

Из рудных проявлений, связанных с Эцерской интрузией, можно отметить Манчхабское сурьмяное проявление, представленное тонкими прожилками антимонита в гибридных альбититах, исследованное разведывательными работами 1936 г.

Генезис интрузии Эцери

Как видно из изложенного фактического материала, попытка истолкования генезиса Эцерской интрузии встречается с целым рядом трудностей. К числу этих трудностей относятся почти полное отсутствие нормальных магматических пород в пределах интрузии, значительное разнообразие гибридных пород, связанных между собой постепенными переходами, и отсутствие необходимых данных о контактах неоинтрузии и древних гранитов, так как эти контакты отчасти скрыты под ледником, отчасти трудно доступны.

Все же имеющиеся данные позволяют нам наметить два главных этапа в формировании этой интрузии: а) внедрение габбро-диабазов в юрские сланцы и в граниты докембрия и вызванное этим возрождение гранитной магмы, с образованием различных гибридных пород; б) изменение уже затвердевших гибридных пород и неизмененных древних гранитов низкотемпературными эманациями, тесно связанными с магмой, из которой образовались и диабазы.

Явления переплавления в контакте древнего гранита с диабазами были впервые описаны Полкановым (1913) и далее Белянкиным и Турцевым (1925) на острове Кладовец и вслед затем неоднократно отмечались как русскими, так и иностранными авторами: Laitakari (1928), Судовиков (1939), Wegmann (1935), Reynolds (1936) и др. Характерной чертой всех пород, образовавшихся при застывании регенерированной магмы, является микропегматитовая структура и в ряде случаев наличие реликтов первоначальной породы. Возрожденная магма не представляет собой, однако, простого среднего между основной магмой и переплавленной кислой породой, и состав ее, повидимому, способен колебаться в зависимости от глубины, на которой протекает процесс переплавления, и от приуроченности его к кровле или к краевым частям основной интрузии. Так, для случая переплавления горн-

блендитовой магмой кварцитов, описанного Reynolds (1935), породы возрожденной магмы колебались по составу от микропегматитового гранита до аппинита.

В пределах Эцерской интрузии процесс переплавления древних гранитоидов диабазами привел к образованию пород промежуточного состава, из которых впоследствии образовались гибридные альбититы, и к образованию микропегматитовых гранитов.

Гибридные альбититы мы считаем, таким образом, продуктом замещения в значительной мере основных гибридных пород, содержащих элементы диабазов. Микропегматитовые граниты образовались путем выплавления из древних гранитоидов наиболее легкоплавкой их части и содержат реликты гранитоидов, представленные олигоклазом. На некотором расстоянии от непосредственного контакта с диабазами древние гранитоиды претерпели значительно более слабые изменения и превращены в анортоклазовые разности, в которых первоначальный микроклин перешел в анортоклаз.

Следует отметить, однако, что в отличие от данных цитированных выше авторов, явления переплавления на Эцери принимают исключительный по своему масштабу характер. Если на острове Кладовец (Белянкин, 1925) или на Еловом острове (Судовиков, 1939) мощность микропегматитовых инъекций чаще не превышает нескольких сантиметров (только одна дайка на о-ве Кладовец достигает 30 см мощности), то на Эцери весь массив габбро-диабазов пересечен дайками лейкократового гранита, мощность которых достигает одного и более метров, а мощность микропегматитовых даек, проникающих в сланцы близ юго-западного контакта интрузии, местами превосходит 3 м. Для того, чтобы объяснить столь широкие масштабы переплавления на Эцери, очевидно, недостаточно того массива диабазов, который в настоящее время обнажается на поверхности, и следует предположить, с одной стороны, что массив этот увеличивается на глубине, а с другой стороны, что первоначально диабазы существовали на месте некоторых гибридных пород и, в частности, на месте гибридного альбитита.

Роль диабазов в образовании кислых разностей интрузий типа Эцери подтверждается наблюдениями В. П. Еремеева на аналогичной Эцерской интрузии, интрузии оз. Кардывач на Сев.-Зап. Кавказе. Здесь была встречена изолированная дайка диабазов среди гнейсов, в контакте которой можно непосредственно наблюдать переход микроклина гнейсов в свойственный неоинтрузии анортоклаз. Подтверждением активной роли диабазов являются также взаимоотношения на контакте диабазов и гранитов интрузии Эцери, где, с одной стороны, жилы лейкократового гранита секут диабаз, а с другой — на некоторых участках диабаз прорывает гранит (идиоморфные минералы гранита, пересеченные диабазом).

Явлениям низкотемпературного метасоматоза посвящена довольно обширная литература. Bowen объясняет этим путем образование всех альбитовых гранитов без исключения. Gilluly (1933), придерживаясь того же объяснения для образования альбитового гранита Sparta в штате Орегон, считает все же широкие обобщения преждевременными. G. H. Anderson (1934, 1937) происхождение гранита Pellisier в Калифорнии объясняет воздействием низкотемпературных эманаций на докембрийские осадки; в своих работах он особенно подробно останавливается на механизме процессов замещения и на структурах, которые эти процессы сопровождают. Некоторые из указанных авторов (Gilluly, G. H. Anderson) подчеркивают тесную связь процессов замещения с процессами катаклаза.

Все породы Эцерской интрузии несут на себе следы воздействия низкотемпературных эманаций. Под влиянием этого процесса в диабазах появляется кварц и другие описанные выше вторичные минералы, микропегматитовые граниты и анортоклазовые гранитоиды превращаются в альбитовые граниты, а гибридные основные породы — в гибридные альбититы.

Доказательство метасоматического происхождения этих пород мы видим в присутствии перитов замещения (*Vein and patch perthites*, по O. Andersen, 1928), в обилии шахматного альбита, в присутствии островков анортоклаза в альбите и островков альбита во вторичном кварце, а также многочисленных неправильных вростков и прожилков кварца в полевых шпатах, и в присутствии типичной псевдокатакlastической структуры, описанной G. H. Anderson (1934).

Особенно сильного развития процессы замещения, так же как и явления катаклаза, достигают в апикальной части интрузии у перевала Бак. (На этом участке встречены остатки горизонтально залегающей кровли, что и позволяет считать его апикальной частью интрузии.) В отдельных образцах альбитового гранита здесь удалось наблюдать последовательные ступени замещения, разделенные тектоническими подвижками: вначале анортоклаз и плагиоклаз замещались альбитом, вслед затем порода была раздроблена, и по трещинам произошло частичное замещение всех минералов кварцем и некоторых хлоритом.

В настоящее время микропегматитовые граниты сохранились только близ контактов интрузии на значительном расстоянии от ее апикальной части, и этим объясняется то, что выходы их имеют форму незамкнутого кольца.

На основании всего сказанного относительно происхождения пород интрузии Эцери мы можем представить себе процесс формирования этой интрузии следующим образом. Интрузия диабазов, придя на некоторой глубине в соприкосновение с древними гранитами и гнейсами, частично их переплавил с образованием гибридных пород и микропегматитового гранита. На некотором расстоянии от непосредственного контакта с диабазами в древних гранитоидах переплавление играет уже незначительную роль, и здесь в основном происходит перекристаллизация кварца в твердом состоянии и переход микроклина в анортоклаз, как это наблюдалось на контакте дайки диабазов и древних гнейсов оз. Кардывач. Таково, по нашему мнению, происхождение анортоклазовых гранитоидов.

После застывания регенерированной магмы все эти породы, расположенные в области непрекращающихся тектонических подвижек, связанных с формированием Главного надвига Кавказского хребта, были разбиты трещинами, открывшими пути низкотемпературным эманациям. Воздействие этих эманаций было особенно интенсивно в апикальной части интрузии, где в результате замещения диабазов и гибридных пород на их месте образовались «гибридные альбититы», на месте песчаников кровли — также своеобразные альбититы, и на месте анортоклазовых гранитоидов и отчасти микропегматитовых гранитов — альбитизированные граниты. Кварцевые кератофиры образовались, повидимому, в результате альбитизации кварцевых порфиров.

Относительно природы растворов, вызывавших все эти изменения, мы можем высказать следующие соображения. Растворы эти обладали незначительной вязкостью, они были способны проникать в очень тонкие трещины и носили, повидимому, гидротермальный характер (температура их была, во всяком случае, ниже температуры застывания эвтектики, давшей микропегматит). Растворы были богаты натрием,

железом и кремнекислотой. Калий и кальций, вытесненные из ортоклаза и плагиоклазов, шли отчасти на образование соответственно серицита и эпидота, отчасти, повидимому, выносились за пределы интрузии. Путь, по которым проникали в интрузию растворы, и здесь, как в случаях, описанных Gilluly (1933) и G. H. Anderson (1937), явились зоны брекчирования. Этим объясняется приуроченность наибольшего изменения к зоне милонитизации, пересекающей интрузию в широтном направлении, и образование описанной выше тектонической брекчии, сцементированной хлоритом и кварцем. Возможно, что с этими растворами связано и упомянутое выше месторождение сурьмы.

Вопрос об источнике эманаций не может быть в настоящее время полностью разрешен. Таким источником могли быть диабазы и более молодая кислая интрузия, в настоящее время еще не вскрытая эрозией.

Принимая за источник эманаций диабазы, мы не встретим существенных противоречий этому взгляду. Следует, однако, иметь в виду, что отголоски этих низкотемпературных процессов встречаются далеко за пределами Эцерской интрузии в окрестностях гор. Местии, где были встречены жилы кварцевого кератофира, совершенно аналогичного таковому перевала Бак (Белянкин и др., 1943). Для объяснения этого явления нам придется, следовательно, предположить существование целой зоны диабазов, часть которых в окрестностях Местии в настоящее время не вскрыта эрозией. Эта зона явилась бы прямым продолжением расположенного к востоку диабазового пояса (Варданыц, 1927). Эта мысль может себе найти также подкрепление в факте существования в пределах Главного хребта целой полосы интрузий, тесно связанных с основными породами и в главных чертах повторяющих интрузию Эцери (Адангэ, Кардывач). Предположение, что источником эманаций служит расположенная на глубине более молодая кислая интрузия, не имеет достаточных оснований, так как нигде на всем протяжении вышеупомянутой полосы интрузий эти предполагаемые молодые интрузии не были вскрыты.

В заключение остается сказать несколько слов о наших разногласиях с предшественниками по вопросу о форме интрузии и ее взаимоотношениях с тектоникой. После всего изложенного выше в отношении генезиса интрузии становится ясным, что Эцерская интрузия по своей форме не может быть отнесена ни к одному из обычных типов интрузивных тел и представляет собой по существу участок в древнем граните, измененный процессами переплавления и замещения и связанный с этим древним гранитом постепенными переходами. Нам представляется все же, что этот участок имеет изометрическую форму, а не выдается на СВ узкой полосой, простирающейся до склонов горы Ужба, как это указано на карте Чичинадзе. В самом деле, при маршрутах по р. Долре в указанных на карте пределах нами были встречены только древние граниты. Нельзя также согласиться с утверждением авторов, что интрузия не затронута катаклизмом. Как мы уже упоминали, явления катаклаза очень обычны в пределах Эцерской интрузии и сингенетичны с ее образованием.

IV. ВОПРОСЫ ВОЗРАСТА СВАНЕТСКИХ НЕОИНТРУЗИЙ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О ИХ ГЕНЕЗИСЕ

В этой заключительной главе мы пытаемся по возможности осветить два вопроса: 1) возраст неointрузий и 2) причины, обусловившие своеобразные черты каждой из них.

1. Как это видно из глав, посвященных описанию отдельных неointрузий, непосредственных данных для суждения о их возрасте у нас нет. Мы можем только с уверенностью сказать, что одни из них моложе

лейаса (Эцери, Абакур), а другие моложе нижнего карбона (Кирар, интрузии окрестностей Дизи). Для того чтобы датировать возраст этих интрузий более точно, следует обратиться, во-первых, к вопросу о том месте, которое занимают сванетские неинтрузии в ряду прочих неинтрузий Кавказа, и, во-вторых, к более частному вопросу — о возрасте Главного надвига Кавказского хребта и о взаимоотношениях Эцерской интрузии с этим надвигом.

Большинство исследователей кавказских неинтрузий делало попытки объединить их в группы по петрографическому и возрастному признаку. Нам представляется, однако, что было бы значительно интереснее положить в основу такого объединения генетический принцип, принимая во внимание, что геологическое положение интрузивов и их петрографический состав находятся в прямой зависимости от геологической истории района в целом.

В самом деле, образование близких по своему характеру интрузий в районах, иногда значительно удаленных один от другого, объясняется, очевидно, тем, что это образование совпало с тождественными, хотя иногда и различными по возрасту геологическими явлениями в истории развития этих районов. Ярким доказательством этого положения может послужить сравнение таких геологически сходных интрузивных комплексов, как заведомо дотриасовый Яртыгварты (на Сев.-Зап. Кавказе) и заведомо верхнеюрская абхазская группа интрузий.

К сожалению, уровень наших современных знаний только в редких случаях, и то схематично, позволяет нам проводить такое объединение.

В пределах Верхней Сванетии мы встретились с неинтрузиями, которые считаем принадлежащими к двум различным типам. Эти типы могут быть прослежены и за пределами нашего района.

1. К первому типу принадлежат: интрузивный комплекс горы Кирар, мелкие интрузии на шоссе у сел. Дизи, интрузия Абакур и, за пределами нашего района, группа абхазских интрузий и интрузия Яртыгварты на Сев.-Зап. Кавказе.

Характерные черты, общие для всей группы, следующие:

1) Незначительные размеры интрузий (наиболее крупная из них — Келасури — обнажается на площади около 50 км²; более обычные размеры, не превышающие 10—15 км²).

2) Ассоциация различных по составу пород: от перидотитов до гранитов.

3) Приуроченность интрузий к крупным антиклинальным поднятиям, причем в грубой схеме можно наметить следующую закономерность: кислые породы образуют самостоятельные интрузивные тела только в наиболее приподнятой части антиклинали, а по мере ее погружения кислая магма, как бы теряя энергию, проявляется только в виде гибридных разновидностей (интрузии шоссе), и, наконец, в виде маломощных даек (интрузия Абакур).

4) Более молодой по отношению к основным породам возраст гранитов.

5) Широкое развитие процессов ассимиляции кислыми породами основных и связанные с этим характерные структурные и минералогические особенности пород.

6) Присутствие анортоклазического калиевого шпата и зеленой роговой обманки с малым углом 2V.

Эта группа объединяет, таким образом, интрузивные тела различного возраста. Из них интрузия Яртыгварты отнесена В. А. Затоконенко (1941) ко времени между нижней пермью и триасом, интрузии группы Келасури прорывают лейас и размываются нижним мелом, ин-

трузия Гораб прорывает порфиритовую свиту средней юры и трансгрессивно перекрыта нижним мелом.

Чем же обусловлено это сходство разновозрастных интрузий и как можно его использовать для примерного определения неизвестного нам возраста третьего члена этой группы — сванетских неинтрузий?

Нам кажется, как об этом говорилось уже выше, что это сходство объясняется тем, что формирование таких интрузий было связано с совершенно определенными моментами в истории развития их районов. А так как отдельные районы могли проходить эту стадию своего развития в различные геологические периоды, то и интрузии описанного здесь типа должны соответственно иметь различный возраст. На Сев.-Зап. Кавказе время формирования интрузии Ятыргварты (верхний палеозой) есть, вместе с тем, и время возникновения крупной антиклинальной структуры (передового антиклинального поднятия, по Белоусову).

В равной мере и возраст абхазских неинтрузий (верхняя юра) свидетельствует о том, что их формирование совпало с поднятием Абхазской антиклинали, в ядре которой выступает лейас.

Таким образом, представляется вероятным, что интрузии типа Киарар внедрились в периоды поднятия крупных антиклинальных структур, приурочиваясь к их ядру или к их крыльям.

Для сванетских неинтрузий этого типа такой структурой явился Сванетский антиклинорий. Формирование этой структуры (так же как и абхазская складчатость) падает на период верхней юры. Несмотря на это, нам кажется, что сванетские и абхазские неинтрузии все же не являются разновозрастными.

Дело в том, что геологическое тождество этих интрузий свидетельствует о их застывании на одинаковой глубине. Эта глубина для интрузии Гораб, повидимому, не превышала 400—500 м, так как интрузия эта рвет верхнюю свиту средней юры, сложенную лавами и туфобрекчиями, а галька ее уже содержится в низах нижнего мела и, следовательно, глубина ее застывания должна примерно соответствовать общей мощности развитых в районе осадков верхней юры (400—500 м).

Застывание сванетских неинтрузий на той же глубине могло произойти только в двух случаях: а) если эти интрузии внедрились в верхние горизонты более крупной, чем Абхазская, Сванетской антиклинали, т. е. прорвали осадки палеозоя, лейаса и частично средней юры, но в этом случае мы имели бы сейчас обнаженными на поверхности вместе с палеозоем значительно более глубокие зоны интрузий Киарарской группы, а тождество абхазских и сванетских интрузий, наблюдаемое в современном разрезе, было бы необъяснимо; б) если интрузии группы Киарар внедрились после того, как мощность осадков над палеозоем десской свиты стала менее значительной, т. е. когда часть осадков юры в целом, а может быть частично и карбона, была эродирована, и, следовательно, позже чем абхазские интрузии. Такое объяснение представляется нам наиболее вероятным, и возраст сванетских интрузий следует в таком случае признать послеверхнеюрским.

Возраст интрузии второго типа — Эцерской большинство предыдущих исследователей считали третичным, на основании того, что она рвет надвиг Главного хребта.

Выше мы уже отмечали, что взаимоотношения Эцерской интрузии с надвигом представляются нам в несколько ином свете. Нельзя согласиться с мнением С. П. Соловьева, К. И. Чичинадзе и др., что интрузия эта совершенно не затронута катаклизмом, напротив, как это видно из изложенного выше фактического материала, явления милонитизации чрезвычайно для нее характерны. Многие исследователи склоняются в

настоящее время к тому, что формирование надвига Главного хребта произошло в основном в предкелловейское время. В более поздние периоды движения в области того же разлома неоднократно повторялись, но размах их был уже менее значительным.

С другой стороны, принятая нами концепция по вопросу о генезисе Эцерской интрузии заставляет нас считать, что образование ее следовало непосредственно за внедрением диабазов, а возраст диабазов в районах восточнее нашего В. П. Ренгартен (1940) и Л. А. Варданыц (1935) устанавливают как верхнюю юру. На основании всего изложенного, образование Эцерской интрузии с наибольшей долей вероятности должно быть отнесено к верхней юре, т. е. к периоду, непосредственно следовавшему за внедрением диабазов и за первыми крупными разломами в области надвига Главного хребта. В самом деле, образование интрузии не могло предшествовать этим разломам, так как в этом случае масштаб процессов милонитизации в ее пределах был бы гораздо значительнее. С другой стороны, структурные и минералогические особенности кислых пород Эцери свидетельствуют о том, что застывание их сопровождалось явлениями катаклаза, которые продолжались и после ее окончательного застывания. Сопоставляя эти факты с изложенными выше соображениями о возрасте диабазов и о их взаимоотношениях с кислой интрузией, мы приходим к однозначному решению вопроса о возрасте этой последней.

Таким образом, два типа неинтрузий, выделенных нами в пределах Верхней Сванетии, мы относим к одному и тому же вулканическому циклу и считаем их близкими по возрасту. Тем интереснее было бы установить причины, приведшие почти к одновременному образованию таких несходных между собой интрузивных комплексов. Здесь мы можем высказаться по этому вопросу только предположительно.

Интрузии типа Киар образовались в результате дифференциации глубинного очага и последовательного внедрения в начале основной, а затем гранитной магмы. Процесс внедрения магмы в относительно неглубокие горизонты земной коры приурочен ко времени поднятия антиклинальных структур. Своеобразные черты интрузий типа Эцери объясняются в первую очередь их приуроченностью к линии крупного надвига. Интересно отметить, что за пределами Советского Союза интрузия этого типа была описана Gilluly (1933) в штате Орегон, причем автор в своем описании подчеркивает связь интрузии с крупным тектоническим разломом. В процессе дифференциации, под влиянием тектонического сжатия, легколетучие компоненты были отжаты, и остаточный расплав внедрился в поверхностные слои с образованием интрузивных диабазов; диабазы вызвали частичное переплавление вмещающих древних гранитоидов, и вслед затем освобожденные разломами летучие эманации изменили все ранее застывшие породы.

Несомненно, что отдельные типы неинтрузий сопровождаются и специфически характерным для них оруденением. По мнению И. Г. Кузнецова, каждая орогеническая эпоха на Кавказе повторяла один и тот же металлогенический цикл. Иными словами, все разнообразие рудных проявлений в каждую эпоху являлось следствием связи этих рудопроявлений с генетически различными магматическими процессами.

У нас нет достаточных данных для того, чтобы охарактеризовать здесь рудные проявления, связанные с описанными в этой работе типами неинтрузий.

Следует все же отметить, что с интрузиями типа Киар связано преимущественно высокотемпературное оруденение (пирит, арсенопирит, молибденит и золото), а с интрузиями типа Эцери — низкотемпературное (антимонит).

V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа над неинтрузиями Верхней Сванетии позволила нам, таким образом, дать значительно более детальное геолого-петрографическое описание наиболее крупных из них, чем это было сделано нашими многочисленными предшественниками. Изучение группы Кирарских интрузий (Кирар, Абакур, Дизи) подтвердило ранее существовавшее мнение о значительном сходстве этих интрузий с верхнеюрскими абхазскими интрузиями группы Келасури, а также выявило их сходство с интрузией пермского возраста Ятыргварты на Сев.-Зап. Кавказе. Это сходство позволило нам здесь говорить о «Кирарском типе» неинтрузий, имеющем региональное значение для всего Кавказа в целом и объединяющем различные по возрасту интрузии. Таким образом, в отличие от некоторых прежних исследователей, мы не считаем, что геолого-петрографическое сходство абхазских и сванетских неинтрузий типа Кирар позволяет считать их одновозрастными, а свои выводы о возрасте сванетских неинтрузий основываем на геологической истории района в целом. Мы пришли к заключению, что образование Кирарской группы интрузий тесно связано со временем формирования Сванетской антиклинали и произошло после ее частичного размыва. Возраст этих неинтрузий следует, таким образом, считать послеверхнеюрским.

Общая характеристика и соображения о генезисе второго типа неинтрузий — Эцерского — дана в цитированной выше статье четырех авторов (Белянжин и др., 1943). Здесь мы даем более подробное описание собственно Эцерской интрузии и приходим к заключению о ее верхнеюрском возрасте. В отличие от прежних исследователей, мы установили, что явления катаклаза играют в пределах этой интрузии значительную роль, и это позволяет нам утверждать, что образование этой интрузии не относится ко времени более позднему, чем формирование Главного надвига, а произошло непосредственно вслед за первой фазой этих движений.

M. FAVORSKAYA

THE NEOINTRUSIONS OF UPPER SVANETIA

Summary

The neointrusions of Upper Svanetia belong to two different genetic types, having a regional significance for the whole Caucasus. In Upper Svanetia, to the first type belong the Kirar and Abakur intrusions, and those in the vicinity of the Dizi village; and outside the region named the Abkhasian neointrusions and the Yatyrgvarty intrusion in North Caucasus. The most characteristic peculiar features of the neointrusions of the Kirar type are as follows: (1) the moment of their intrusion being confined to great anticlinal uplifts; (2) the association of rocks of different composition, from peridotites to granites; (3) the age of the granites being younger than that of the basic rocks; (4) the extensive development of processes of assimilation of basic rocks by acid ones; (5) the presence of anorthoclase potash feldspar and hornblende with a small 2 V angle. In Upper Svanetia the intrusions of this type are of post-Jurassic age.

The intrusions of the second type — the Etzeri type — are confined to the line of the main overthrust of the Caucasian Range. Outside Upper Svanetia to this type belong the Adange and Kardyvach intrusions. The formation of these intrusions was associated with a process

of regeneration of the old granite at the contact with younger diabases with a subsequent replacement both of the hybrid rocks and of the unaltered granites by low temperature emanations. The formation of the Etzeri immediately followed the first large-scale movements in the overthrust zone, and refers to the Upper Jurassic.

ЛИТЕРАТУРА

- Агалин Г. П. Некоторые данные о неонинтрузиях Северо-Западного Кавказа. Геол. на фронте индустр., 1935, № 11—12.
- Белоусов В. А. Большой Кавказ. Тр. ЦНИГРИ, 1939, вып. 126, 1—19.
- Белянкин Д. С. К вопросу о неонинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 2, 93—100.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П. и Фаворская М. А. О неонинтрузиях Бакского (Эцёрского) типа на Кавказе. Зап. Мин. общ., 2 сер., 1943, 72, вып. 3—4.
- Варданянц Л. А. Геологический очерк Куртатинского и Джимаринского ущелья. Изв. Геол. ком., 1927, № 6.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25, 1—108.
- Еремеев В. П. и Петров В. П. Неонинтрузии Сванетии. Сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии». Тр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Закавказ., 1940, вып. 24.
- Заварицкий А. П. Петрография Бердяушского плутона. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.
- Залесский Б. В. и Кузнецов С. С. Абхазо-Сванетская геолого-петрографическая провинция. Сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии». Тр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Закавказ., 1940, вып. 24.
- Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И. Эцёрская неонинтрузия на Кавказе. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, петр. сер., 1940, вып. 44, № 14.
- Кузнецов И. Г. Геологическое строение курорта Шамшови (бассейн р. Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. Всесоюз. геол. разв. упр., 1931, вып. 151, 1—32.
- Кузнецов И. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чвешуры в Центральном Кавказе. Мат. ЦНИГРИ, регион. геол. и гидрогеол., 1933, сб. 1.
- Кузнецов И. Г. Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии. Путевод. к XVII Сессии Международн. геол. конгр. 1937.
- Кузнецов И. Г. Этапы в истории развития вулканизма в Большом Кавказе. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии». Тр. Сов. по изуч. произв. сил. Акад. Наук, сер. Закавказ., 1940, вып. 24.
- Полканов А. А. О контактном взаимодействии диабаз с гнейсо-гранитами на Кольском полуострове. Тр. СПб. общ. ест., 1913, вып. 1.
- Ренгартен. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3.
- Соловьев С. П. и Голубев Н. А. Геологическое строение Верхней Сванетии. Тр. Всесоюз. геол. инст., 1941, вып. 135, 1—40.
- Степанов В. Я. Неонинтрузии Абхазии. Сб. «Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии». Тр. Сов. по изуч. произв. сил Акад. Наук, 1940, вып. 24.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрографии западного Беломорья. Тр. Ленингр. гос. унив., 1939, вып. 19а.
- Фаворская М. А. Роговая обманка Сванетских неонинтрузий. Сборник, посвященный Д. С. Белянкину.
- Anderson G. H. Granitization, albitization and related phenomena in the Northern Inyo range of California-Nevada, Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, No. 1.
- Anderson G. H. Pseudoclastic structures. Amer. Min., 1934, 19 may, No. 5.
- Anderson O. The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. 1928.
- Gilluly Y. Replacement origin of albite granite Oregon. USGS, Prof. Paper, 175 c. 1933.
- Holmes A. The idea of contrasted differentiation. Geol. Mag., 1936, 73, No. 863, 228—38.
- Laitakari. Polingenese am Kontakt des postjotnischen Olivindiabases, Fennia, 1928, No. 35.
- Nockolds S. R. Some Theoretical Aspects of Contamination in Acid Magmas. Journ. Geol., 1933, August—September, No. 6.
- Nockolds S. R. The production of Normal Rock Types by Contamination and their Bearing on Petrogenesis. Geol. Mag., 1934, 71, No. 835.
- Reynolds D. L. Min. Mag. a. Journ. Min. Soc., 1936, 24, No. 155, 367—408.
- Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite. Zs. allg. Geol., 1935, 26, H. 5.

А. П. ЛЕБЕДЕВ**К ПЕТРОЛОГИИ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ
СЕВЕРНОЙ УКРАИНЫ****1. ВВЕДЕНИЕ**

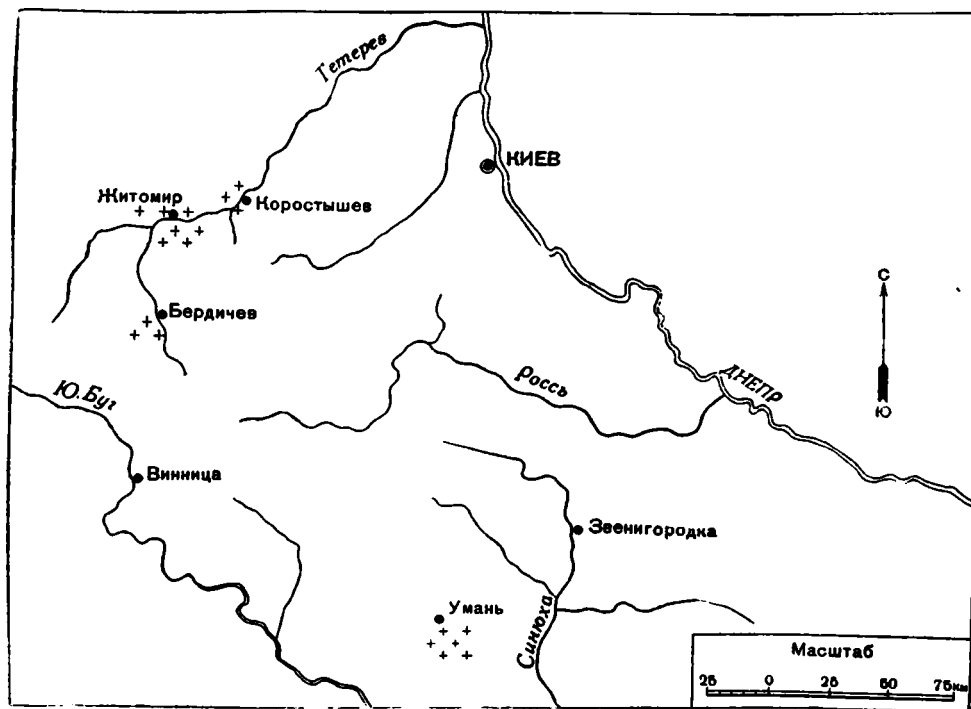
Разнообразные и многочисленные типы кислых изверженных пород, играющих главную роль в составе и строении Украинской кристаллической полосы, представляют собой в петрологическом отношении чрезвычайно сложный комплекс, образование отдельных членов которого связано с отдельными стадиями процесса возникновения и развития гранитной магмы. Несмотря на многолетнее и детальное изучение украинского докембрия вообще и гранитоидов в частности, разрешение проблемы генезиса и взаимосвязи отдельных петрологических образований еще чрезвычайно затруднительно и далеко от своего завершения. В этом немалую роль играет совершенно недостаточная обнаженность Украинской кристаллической полосы по сравнению, например, с Фенноскандией и крайняя фрагментарность получаемых поэтому данных, вынуждающая исследователя или воздержаться от широких выводов, или идти на чрезмерную экстраполяцию. Между тем для выяснения общей истории геологического развития и роли отдельных петрографических образований установление отдельных генетических типов гранитоидов является чрезвычайно существенным. Выделение генетических типов и рациональная их классификация представляют интерес и с практической стороны, поскольку с этим связан вопрос о распределении и возможности появления тех или иных полезных ископаемых.

В настоящей работе сведены материалы, полученные автором при полевых наблюдениях над различными типами гранитоидов северо-западной части Украинской кристаллической полосы (летом 1937 г.), и намечены некоторые общие выводы петрогенетического характера.

Полевыми исследованиями (см. схематическую карту, фиг. 1) были затронуты граниты следующих районов: а) серые порфировидные граниты окрестностей г. Коростышева (коростышевский или кировский тип гранита); б) серые неравномернозернистые, богатые пегматитами граниты, развитые в окрестностях г. Житомира и ниже его по р. Тетереву; в) белые и серые граниты района г. Умани.

Возрастные взаимоотношения между главными типами гранитоидов Украинского кристаллического массива можно считать в общих чертах установленными (Лучицкий, 1934; Безбородько, 1929; Половинкина, 1938). По схеме Лучицкого (1934, 22) наиболее древними являются породы так называемой Днепровской группы, представленные красны-

ми микроклиновыми гранитами, мигматитами и инъекционными гнейсами, развитыми на огромном пространстве средней и восточной части Украинской кристаллической полосы. В тесной связи с этим гранитом, вызвавшим мигматизацию, стоят, по Лучицкому, граниты Умани и Соби, отличающиеся более умеренным развитием мигматитов, чрезвычайной насыщенностью ксенолитами и включениями и представляющие собой породы, более значительно измененные процессами ассимиляции. С той же группой следует связывать и совершенно аналогичные петрографически гранитоиды района Райгорода и Брацлава, возможно также гранитный материал кислых инъекций в породы чарнокитовой серии Побужья (Немиров — Винница).



Фиг. 1. Схема расположения гранитовых массивов, описываемых в работе

К следующей возрастной группе В. И. Лучицкий относит гранитоиды, прорезающие на ряде участков мигматиты днепровского типа — серые среднезернистые и порфиroidные породы преимущественно массивного типа, получившие на различных участках своего развития различные местные названия; к ним относятся антоновский, житомирский и коростышевский типы Лучицкого, кировский и курчицкий — Безбородько, долинский и ингулецкий типы Половинкиной и ряд более мелких месторождений.

Менее определенными в возрастном отношении являются граниты с гранатом района Бердичева (чудновско-бердичевский тип Безбородько, гранатово-кордиеритовые породы Лучицкого). Некоторые геологические данные позволяют предполагать несколько более ранний возраст этих образований по сравнению с житомирскими гранитами.

Некоторые изменения и уточнения этой схемы, которые намечаются после более детального изучения отдельных полей гранитоидов западной части Украинской кристаллической полосы, будут приведены ниже.

Нашими исследованиями были главным образом охвачены те типы гранитоидов, которые имеют преимущественное развитие в западной части Украинской кристаллической полосы, именно — серые массивные граниты неравномернозернистых и порфировидных типов, слагающие здесь более или менее значительные площади.

Изложению данных, уточняющих петрогенетическую характеристику этих, намеченных выше, главных типов гранитоидов, и посвящено дальнейшее изложение.

II. ГРАНИТОИДЫ НЕРАВНОМЕРНОЗЕРНИСТОГО ТИПА

В этой группе мы описываем, во-первых, серые гранитоиды района Житомира и прилегающих к нему выходов по долине Тетерева вплоть до района г. Радомысля, за исключением сравнительно небольшого участка вблизи г. Коростышева, сложенного гранитоидами порфировидного типа. Характеризуясь более или менее сплошным развитием в районе Житомира, как это и указывается на картах В. И. Лучицкого (1919), Н. И. Безбородько (1929), С. В. Бельского (1928), где граниты, по всей видимости, слагают значительных размеров массивы, эти граниты ниже по течению Тетерева образуют уже более мелкие тела вплоть до жил и пластовых залежей в древних гнейсах (район Марьяновка — Радомысль), сохраняя, вместе с тем, свои петрографические особенности. На характер развития житомирских гранитов преимущественно в форме штоков и жил (?) указывает и С. В. Бельский (1928). Далее к югу более значительные по своим размерам ареалы распространения гранитоидов неравномернозернистого типа дает район Умани, материал по которым приводится ниже; совершенно аналогичные, судя по данным В. И. Лучицкого (1934) и В. Н. Чирвинского (1930), породы развиты на обширной площади в районе сел Антоновка — Буки. Вероятно, в тесной генетической связи с неравномернозернистым типом стоит и своеобразный, богатый основными ксенолитами серый гранатовый гранит с. Райки.

Характеристику гранитоидов неравномернозернистого типа начнем с района Житомира.

1. Граниты района Житомира

Для характеристики гранитов района Житомира приводится описание обнажений, расположенных к западу от города, на левом обрывистом берегу р. Тетерева (примерно, в 1 км ниже Дома Отдыха). Аналогичный характер имеют граниты, слагающие каньон р. Тетерева, а также обнажающиеся в карьерах Соколовой горы.

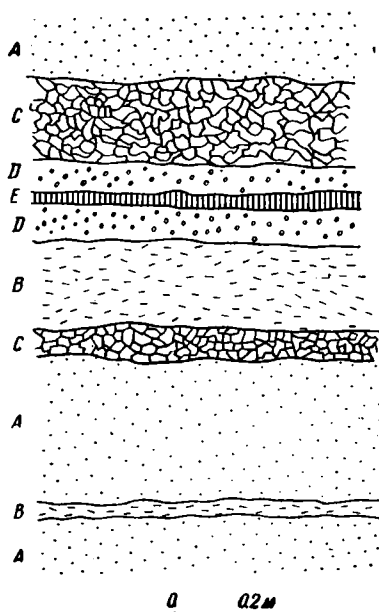
Граниты этого района были объектом изучения И. Морозевича (1893), наряду с другими гранитами Волыни, Бельского (1928), Безбородько (1929) и Лучицкого (1919). Последний выделяет их под названием «антоновских», параллелизуя с совершенно аналогичными по составу гранитоидами района Антоновка — Буки.

А. Описание обнажений

Преобладающая порода обрывов левого берега Тетерева выше каньона — серый неравномернозернистый неориентированный гранит с частыми жилками пегматита, в большинстве случаев имеющими пологое падение. По средней величине зерен наиболее крупного минерала — полевого шпата — граниты в основном являются среднезернистыми.

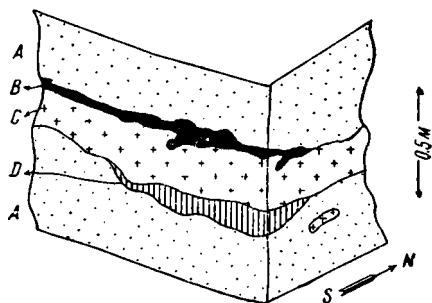
ми. Среди этого преобладающего типа рассеяны участки более крупнозернистого и более мелкозернистого строения. Более крупнозернистый гранит, ассоциирующийся в некоторых случаях с пегматитом, образует в одних случаях участки совершенно неопределенной формы, более или

менее постепенно переходящие в окружающую породу, в других случаях распространение этой разности имеет как бы пластовый характер; полосы имеют тенденцию вытягиваться примерно в горизонтальной плоскости (фиг. 2 и 3). Как видно из этого рисунка, полоса крупнозернистого гранита окаймлена зоной мелкозернистого аплитовидного гранита с одной стороны и микрогранита — с другой. Границы в этом случае доволь-



Фиг. 2. Участок слоистого сложения, включающий жилы пегматита, Житомир

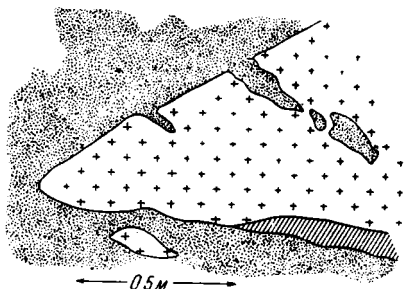
A — нормальный среднезернистый гранит; B — мелкозернистый гранит с параллельным расположением листочков слюды; C — пегматит; D — мелкозернистый аплит; E — кварц



Фиг. 3. Участок гранита житомирского типа, показывающий взаимоотношения отдельных фаций

A — нормальный среднезернистый гранит; B — мелкозернистый меланократовый гранит; C — крупнозернистый гранит; D — мелкозернистый и аплитовидный гранит

но резкие, но крайне извилистые. Отсутствие в большинстве случаев ясных контактов и крайне неопределенные возрастные взаимоотношения крупно- и среднезернистых разностей гранита приводят к заключению,



Фиг. 4. Участок гранита житомирского типа. Точки — среднезернистый гранит; крестики — крупнозернистый; штриховка — аплит

что образование обеих разностей не было разделено большим промежуточным временем и что более ранней по возрасту могла быть в отдельных случаях как та, так и другая разность. С этой точки зрения показательным является участок на восточной стенке одного из наиболее крупных выходов (фиг. 4), где отчетливо видна картина инъекции среднезернистого гранита в крупнозернистый, который образует как бы глыбу, включенную в среднезернистой разности. В большинстве случаев крупнозернистый гранит производит впечатление более молодого образования. Можно

предполагать, что такая неоднородность строения гранитной массы в известной степени объясняется процессами механического смеше-

ния участков гранита различного состава, вынесенных при интрузии с различных участков первично-неоднородного магматического очага и находившихся при этом в не вполне застывшем (полупластическом) состоянии. Появление некоторой слоистости и ориентированности в расположении листочков биотита в прилегающих к крупнозернистым гранитам участкам среднезернистого гранита также подкрепляет это предположение.

Меланократовыми участками и образованиями типа ксенолитов граниты небогаты. Темные шлировые участки, представляющие скопления биотита — неправильно округлой формы, обычно 5—10 см в диаметре, встречаются в несколько большем количестве в выше расположенных по Тетереву участках гранитов. Участок типа ксенолита, встреченный в одном из самых крупных выходов, имеет (в стенке) площадь около 2—3 м² и сравнительно резкие ограничения; он прорезается жилками пегматита, секущими и окружающий гранит. По составу это микрогранит, сравнительно обогащенный цветной частью, содержание которой достигает 20% (см. описание ниже). Аналогичные образования встречаются еще на других участках.

Некоторые особенности в характере распределения и строения пегматитовых жил даны ниже, при описании пегматитов.

В направлении трещин отдельности, рассекающих граниты, не наблюдается ясной закономерности. Наиболее часты у вертикальных или крутопадающих трещин простирания по азимуту 35, 70, 95°. Две или три пересекающиеся системы трещин создают в гранитах тетеревского каньона впечатление столбчатой отдельности.

Б. Петрографическое описание

Граниты

Цвет гранитов светлосерый; в лейкократовых участках почти белый, главным образом за счет окраски полевого шпата. В штуфе текстура обычно совершенно массивная, только в редких случаях по краям (зальбандам) пегматитовидных участков замечается параллельное расположение чешуек слюды. Главные составные части — плагиоклаз, микроклин, кварц — образуют зерна примерно одинаковой величины, иногда зерна полевых шпатов несколько выдаются по размерам. В микроструктуре наряду с обычными чертами гипидиоморфно-зернистой гранитной структуры местами довольно значительно проявляются признаки давления и перекристаллизации. Вследствие этого иногда с трудом прослеживаются нормальный ход кристаллизации и последовательность выделения отдельных компонентов. В общем все же можно установить более раннее выделение железисто-магнезиальных составных частей по сравнению с полевошпатовыми, среди которых более ранним является, как обычно, плагиоклаз. Явления перекристаллизации проявляются в нарушении нормальной структуры, появлении катаклаза у кварца, искривлении плагиоклазов, развитии на линиях соприкосновения между полевыми шпатами мелкозернистой кварц-полевошпатовой смеси; наконец, в частичном замещении по краям микроклиновых зерен вторичным альбитом. В сравнительно значительно развитии этих явлений на отдельных участках породы заключается одна из основных характерных особенностей описываемых гранитов.

Общее представление о структурных особенностях житомирского гранита дает микрофотография (табл. I, фиг. 1). Здесь отчетливо выступают неравномернозернистое строение и вторичная кристаллизация кварца по трещинкам.

К в а р ц образует округленные и совершенно неправильные зерна, в некоторых случаях — мелкие округлые включения в кристаллах микроклина. В зернах кварца зачастую проявляется ясный, хотя и не сильный катаклиз — сильное волнистое угасание, иногда легкая трещиноватость, раздробленность, приводящая иногда к секториальному строению; на стыках между отдельными участками одного и того же зерна или соседними появляется мелкозернистая кварцевая масса. Эти явления обычно сопровождают собой лишь более деформированные участки породы.

Зерна **м и к р о к л и н а** бывают в большинстве случаев лишены идиоморфных контуров, обладая неправильно изометрическими очертаниями, в других случаях (более крупные зерна) иногда улавливается общее прямоугольно-таблитчатое строение. Характерным отличием микроклина житомирского гранита, сближающим его в этом отношении с гранитами Умани, является чрезвычайно резко и отчетливо проявляющееся решетчатое строение, в некоторых зернах только на отдельных их участках; полосы широки и резко отграничены одна от другой. Наблюдаются обычно в более крупных зернах простые двойники. В большинстве зерен развит пертит в виде тонких веретенообразных, волнисто-изгибающихся вростков.

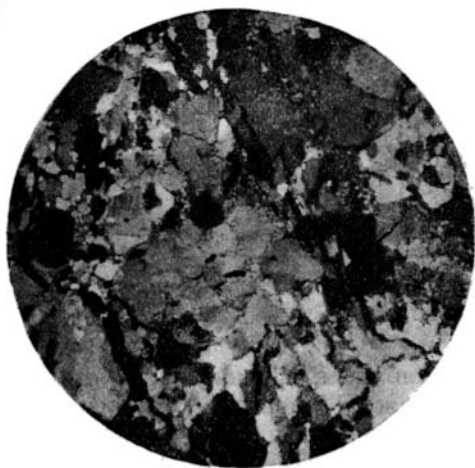
П л а г и о к л а з относится по составу к кислому олигоклазу. Зональное строение наблюдается сравнительно редко и проявляется очень слабо; замечается слабое изменение состава от ядра к периферии, совершенно плавное, без скачков. В краевой зоне зональность проявляется еще слабее или отсутствует совершенно. На некоторых участках у зерен плагиоклаза замечается искривление двойников, при сохранении общей целостности зерна. Двойникование обычно по альбиту и карлсбадскому законам. В более крупных зернах встречаются строго параллельно ориентированные мелкие идиоморфные включения калиевого полевого шпата. По краям более крупных зерен микроклина и по промежуткам между ними появляются местами неправильно округлые вростки плагиоклаза более поздней генерации, отвечающего по составу альбиту; в этих вростках обычно резче проявляются червеобразные мирмекиитовые вростки кварца. Процессы нарастания и замещения плагиоклазом микроклина аналогичны наблюдаемым в гранитах района Умани.

Вторичными изменениями, преимущественно серицитизацией, плагиоклазы затронуты сравнительно слабо.

Б и о т и т. Развиг в широких удлинённых листочках обычного вида, в большинстве случаев ясно идиоморфных к калиевым составным частям; окраска темнокоричневая по Ng; бледножелтая по Np, абсорбция сильная; часто наблюдается обесцвеченность с сохранением более густой окраски по краям. Хлоритизация захватывает обычно целиком более мелкие листочки и частично более крупные; развивающийся при этом хлорит имеет характер пеннина. Следует отметить значительную, в общем, свежесть биотита.

М у с к о в и т. В большинстве это вторичный минерал, развивающийся в мелких чешуйках вокруг биотита и в промежутках между полевыми шпатами. Более редок первичный мусковит, секущий, в форме тонких пластинок, биотит. Количество такого «первичного» мусковита всегда незначительно, местами оно как будто относительно увеличивается, в более крупнозернистых и лейкократовых разностях гранита.

К аксессуарным минералам можно отнести апатит, циркон, сфен, развивающиеся обычно в виде включений в листочках слюды.



Фиг. 1. Житомирский гранит. Типичная для некоторых участков структура, обр. № 8. $\times 10$. Ник. +



Фиг. 2. Гранит, Умань, обр. № 169. Нарастание вторичного микрметаморфизованного плагиоклаза на микроклин. $\times 32$. Ник. +



Фиг. 3. Ксенолит, Умань, обр. № 175а. По составу — биотитовый гранодиорит. $\times 10$. Ник. ||

Количественно-минералогический состав гранитов района Житомира представлен в табл. 1.

Таблица 1

**Количественно-минералогический состав гранитов
района Житомира (в объемных %)**

М и н е р а л ы	№ 58	№ 65	Соколова Гора
Кварц	30.0	31.8	27.4
Микроклин	26.3	38.3	41.3
Плагноклаз	34.8	26.5	22.1
Биотит + акцессорные	8.9	3.4	9.2
Средний Р1	19	16	20

Состав характеризуется, как видно из таблицы, сравнительно устойчивыми количественными соотношениями между главными компонентами, некоторым преобладанием калиевого полевого шпата над плагноклазом, сравнительно большим содержанием цветных (3—9%).

Мезократовые микрограниты (вещество ксенолитов и мелкозернистых полос).

Мезократовые мелкозернистые породы, слатающие собой темные ксенолитоподобные участки и полосы, отвечают по своему минералогическому составу граниту, отличаясь только повышенным содержанием цветной части при сохранении тех же общих взаимоотношений между другими компонентами, что и в окружающем граните.

Некоторым своеобразием отличается микроструктура этих микрогранитовых участков, чрезвычайно характерной особенностью которых является гранулитовое развитие кварца в виде округлых мелких зерен, секущих и прорезающих зерна всех остальных минералов. Микроклин и плагноклаз развиты в обычных изометрических зернах с неправильными или частично идиоморфными разрезами; листочки биотита, обладающие сравнительно большей степенью идиоморфизма, принимают иногда, в полосообразных участках, субпараллельное расположение, в связи с чем текстура приобретает гнейсовидный характер.

Характер отдельных компонентов мало отличается от такового в окружающих гранитах, описанных выше. Характерно развитие кварца в форме округлых бластических выделений, обыкновенно с легким волнистым угасанием. У микроклина часто отсутствует решетчатое строение и нет пертитовых вrostков.

Главную роль среди цветных компонентов, общее количество которых довольно высокое (в обр. № 59 20.6%), играет биотит, развитый обычно в форме толстых широких листочков с сильным плеохроизмом в коричнево-желтых тонах, частично хлоритизированных и мусковитизированных. Изменение последнего рода — переход в мусковит — обычно имеет место на концах листочков, где образуются тонкоструктурные прорастания обейх слюд.

Так же как и в граните, часть мусковита является первичной, идиоморфно включенной в биотите. В ряде случаев можно заметить легкую желтоватую окраску по Ng. Акцессорные составные части те же, что в граните — апатит, сфен, циркон; кроме того, изредка попадаются столбики — иголки с сильным рельефом, с резко выраженными по-

перечными трещинами, низким двупреломлением, бесцветные, с отрицательным удлинением, повидимому, двуосные и отрицательные (зерна слишком мелки для точного определения).

Пегматиты

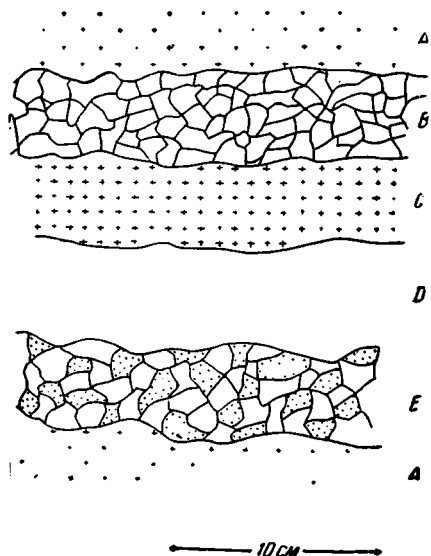
Пегматиты развиты преимущественно в жильной форме, реже в виде неправильных гнездообразных участков. Жилы встречаются в обнажениях по Тетереву в довольно большом количестве, рассеяны неравномерно, местами их концентрация является довольно значительной. Толщина жил различна — от 1—2 см до 50—60 см. Для большинства жил характерна слоисто-параллельная текстура, захватывающая отчасти также и окружающую породу (фиг. 5). Пегматит в этом случае, как видно, тесно ассоциирует с аплитом, мезократовым микрогранитом описанного выше типа и кварцем (сплошные кварцевые полосы). Этот случай вообще типичен. Жила пегматита с намечающейся полосчатой текстурой окружена вдоль зальбандов крупнозернистыми агрегатами полевого шпата и кварца.

Встречаются и жилы пегматитов, в строении которых не наблюдается особой закономерности. По Н. И. Безбородько (1929), такие, недифференцированные жилы являются более обычными. Ограничения пегматитовых жил в большинстве случаев не являются резкими, и местами замечается совершенно постепенный переход между гранитом и пегматитом.

Вещественный состав жил: обычно крупные, до 2—3 см, в отдельных случаях до 8—10 см, зерна микроклина, плагиоклаза и кварца; участки с мелкозернистым структурным пегматитом встречаются очень редко.

2. Граниты по Тетереву, между Житомиром и Радомыслом

Редкие обнажения по обоим берегам р. Тетерева, главным образом ниже г. Коростышева, вскрывают древнюю гнейсовую толщу, прорезанную отдельными выходами белых средне- и неравномернозернистых микроклиновых гранитов, не отличающихся существенным образом от описанных выше гранитов Житомира. Обыкновенно эти породы, насколько можно судить по крайне неполным геологическим данным, образуют не сплошные массивы, а более мелкие тела, вплоть до жил или пластовых внедрений, как это видно, например, в обнажениях вблизи Марьяновки. Это обстоятельство сказывается в некоторых случаях и на структуре гранитов, среди которых чаще бывает выражен более интенсивный катаклиз, а также уклонения в сторону мелкозернистости. Сохраняя в общем качественные и количественные соотношения в минеральном составе, свойственные житомирским гранитам, гра-



Фиг. 5. Строение участка гранита вблизи пегматитовой жилы

А — нормальный среднезернистый гранит; В — агрегат крупных зерен полевого шпата почти без кварца; С — светлый мелкозернистый аплит; D — темный мелкозернистый гранит, содержащий гранит (микрогранит); Е — пегматит

ниты Тетерева дают в некоторых случаях отклонения в сторону плагиогранита (№ 16, с. Козиевка); количественно-минералогические подсчеты сведены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Количественно-минералогический состав гранитов Тетерева (в объемных %)

М и н е р а л ы	№ 14	№ 16	№ 18	№ 19	№ 21	№ 28	№ 34
Кварц	26.6	42.5	31.2	35.7	29.8	25.6	27.5
Микроклин	26.3	4.9	55.2	23.5	32.3	33.9	41.9
Плагиоклаз	34.5	49.1	8.0	34.8	30.5	34.5	28.3
Цветные компоненты	12.6	3.5	5.6	6.0	7.4	6.0	2.3
Средний Pl	12	7	—	17	11	10	15

Структура часто является резко неравномернозернистой. Более крупные зерна полевого шпата обычно не имеют правильных ограничений, на стыках часто бывают иззубрены, с цепочкообразным окаймлением из мелких зернышек кварца. Явления частичной перекристаллизации и катаклаза нашли выражение в мозаичном, деформированном облике кварца, а также в перегруппировке слюдистых компонентов, с новообразованиями хлорита и мусковита, часто обволакивающих полевошпатовые зерна.

Количественные соотношения в полевошпатовой группе колеблются, чаще доминирует микроклин. Плагиоклаз по составу — альбит-олигоклаз. В крупнозернистых, довольно сильно давленных гранитах Радомысля присутствует своеобразный полевой шпат, представляющий грубое шахматное прораствание альбита и микроклина (№ 34).

Общие данные по гранитам Житомира и Тетерева

Характеризуя в целом серые среднезернистые граниты района Житомира, мы можем отметить ряд общих существенных особенностей, свойственных этим породам и тесно связанных с условиями их генезиса.

Прежде всего характерным является значительная неоднородность в структурном отношении, выраженная в крайне пестром, обычно, чередовании средне-, мелко- и крупнозернистых разновидностей, при общем преобладании среднезернистого, основного для этой породы типа. Это чередование принимает местами то более полососообразный, то более спутанный, как бы вихревой характер и указывает на сложно протекавшие процессы механического смешения отдельных, различным образом закристаллизовавшихся фаз, находившихся, вероятно, в состоянии, как бы близком к тестообразному. На последнее также указывает и расположение частичек слюды, часто ориентированных параллельно пограничным между отдельными фазами плоскостям. Напряжения, возникающие при этих процессах в соприкасающихся массах, вероятно разрешались в форме деформаций местного значения, вызывавших появление волнистого угасания, частичную перекристаллизацию, отчасти с переносом материала (новообразования альбита по периферии микроклина.).

Существенной особенностью является значительное развитие пегматитовой фации, во многих случаях тесно связанной с крупнозернистой фацией самого гранита и не отделенной резко от нее во времени образования.

Ассимиляционные явления, связанные с переработкой вещества ксенолитов, представлены в имеющемся материале сравнительно слабо, отдельные резко ограниченные ксенолиты встречены только в некоторых выходах вблизи Житомира.

3. Граниты района г. Умани

Граниты, обнажающиеся в районе г. Умани и в его ближайших окрестностях, имеют много общих черт с описанным выше «житомирским» типом гранита, вплоть до полного тождества во многих случаях. Внимательное изучение материала по гранитам расположенной к востоку от Умани площади сел. Антоновка и Буки (так называемый «антоновский» тип В. И. Лучицкого) показывает, что и здесь по существу развиты граниты того же уманского типа, несмотря на резкое разграничение этих районов некоторыми исследователями (например, на карте Н. И. Безбородько). К тому же выводу приходит и В. Н. Чирвинский в своей работе, посвященной описанию ассимиляционных явлений в гранитах этих районов (1930).

А. Описание обнажений

Основным типом гранитов для района Умани является розовато-серый неравнозернистый биотитово-микроклиновый гранит, содержащий значительное количество темноцветных включений. Наиболее характерно проявляются все главные особенности этого типа гранитов в большом карьере, расположенном к юго-востоку в 1 км от города; хорошие обнажения дают также карьеры в предместье Софийке и далее вниз по реке Уманке.

Большой карьер (у городской скотобойни)

Карьер находится на левом берегу реки Уманки, метрах в 200 от русла, и заложен здесь в крутом склоне долины; общая высота стенок составляет около 13 м.

На всем протяжении карьера гранит сохраняет в общих чертах свой характер, хотя местами и значительно видоизменяется. Преобладающий цвет гранита здесь голубовато-серый (в наиболее свежих обломках, в более выветрелых — коричневатый). Текстура остается везде массивной, но значительно меняется крупность зерна: наряду с преобладающей средне- и равнозернистой разностью пользуется значительным развитием и мелкозернистая, несколько обедненная кварцем. Сравнительно редко встречаются жилы лейкократового характера; видны только редкие, тонкие (до 5—6 см толщиной) прожилки, идущие по случайным направлениям, сложенные более крупными зернами белого полевого шпата с небольшой примесью кварца или почти без него. Угловатой формы темные участки шлирового или ксенолитового характера попадают сравнительно часто.

В отношении распределения мелко- и среднезернистых разностей гранита можно указать, что более мелкозернистая имеет преобладающее распространение в северной части карьера, в то время как в южной части доминируют среднезернистые граниты; переход между обоими типами является очень постепенным, почти неуловимым. Что же касается более крупнозернистых разностей, то для них замечается более отчетливая наклонность к обособлению, к образованию жил и более резко ограниченных участков. Слагающий жилообразные участки более крупнозернистый гранит, с величиной зерна в среднем около

1 см, дает в ряде случаев еще более крупнозернистые, переходные к пегматитам вариации, в которых величина зерна увеличивается до 2—2.5 см. Окружающий гранит вблизи зальбандов иногда несколько обогащается цветными компонентами (например, около вертикальной жилы в южной части карьера), в других же случаях (например, вблизи пологопадающих тонких жилок крупнозернистого грайнита в северной части карьера) замечается неодинаковый характер гранита в отношении крупности зерна по обе стороны жилки. На некоторых участках западной боковой стенки карьера, в области преимущественного развития мелкозернистых разностей замечается нерезко выраженная полосчатость, выражающаяся в обособлении тонких полос более лейкократового состава. Эти участки занимают площадь не более 1—2 м² и окружены совершенно однородной массой.

Ксенолиты наблюдаются больше в верхней части карьера, где они представлены плотной, темной, однородной породой, состава биотитового диорита. Форма неясно глыбовая, величина от самых мелких до 1—2 м в поперечнике. В более глубоких участках карьера чаще попадаются образования шлирового характера, представляющие скопления темноцветных минералов — преимущественно биотита. Обычно они имеют вид линзовидных или полоскообразных тел, вытянутых приблизительно в вертикальном направлении (обстоятельство, отмеченное также В. Н. Чирвинским, 1930, 12).

Карьер в Софийке (северный пригород Умани)

Здесь несколько резче чем в главном уманском карьере, выражена первичная неоднородность гранита, местная более сильная дифференцированность на более лейкократовые и более меланократовые участки, наличие ксенолитов; при этом основным фоном все же остается голубовато-серый среднезернистый гранит, дающий местами более неравномернозернистые участки, с более крупными зернами полевых шпатов.

Распределение более крупнозернистых участков различно. В одних случаях они образуют неправильные по форме, иногда вытянутые сегрегации, сложенные розовато-серой крупнозернистой породой, переходной по структуре к настоящим пегматитам (преимущественно скопления зерен полевых шпатов до 3—4 см диаметром). В других случаях (что особенно хорошо выступает на восточной стенке карьера) замечается местами полосчатость, выраженная в чередовании более и менее мелкозернистых и меланократовых разностей; иногда крупность зерна сохраняется почти та же, меняется только содержание цветных. Эти полосчатые участки принимают местами характер мигматитов. Но надо отметить, что эти мигматитоподобные участки проявляются только местами, на ограниченном пространстве.

Весьма интересной является хорошо выраженная здесь своеобразная «сопряженность» более крупнозернистых лейкократовых и более мелкозернистых и меланократовых участков гранита, отмечаемая также и в главном карьере. Представление об этом явлении дает фиг. 6. Почти всюду, где присутствует одна вариация гранита, появляется и другая, как бы восстанавливая равновесие до «нормального» состава. В тесной связи с этим явлением, представляя, очевидно, его дальнейшее развитие, стоит и наблюдаемая часто приуроченность крупнозернистых пегматитовидных участков гранита к периферии темных диоритоподобных ксенолитов, как это, например, видно из фиг. 7. Явления эти в некотором отношении родственны процессам шлирообразования, описанным Безбородько (1912) для гранитов Чигирина, где осветление

гранитов вокруг темных участков объясняется им «оттягиванием» темнотных компонентов и концентрацией их в форме шлиров.

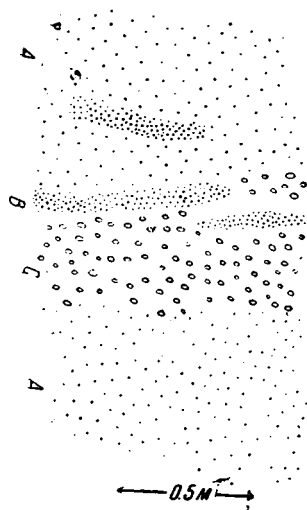
Ксенолиты невелики по размерам и крайне неправильны по форме, о чем дает представление вышеприведенная зарисовка фиг. 7, и имеют также диоритовый состав. В строении и текстуре наблюдается некоторая неоднородность, связанная, очевидно, с первоначальной неоднородностью породы.

Б. Петрографическое описание¹

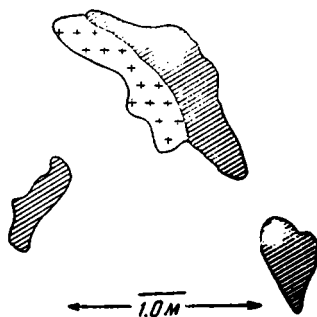
Граниты

Светлосерые, в главной своей массе средне- и неравнозернистые породы, играющие господствующую роль в составе карьеров Умани, по составу отвечают типичным биотитовым гранитам.

Текстура имеет обычно массивный характер; на некоторых участках главного карьера в Софийке наблюдалась некоторая неоднородность в распределении цветных минералов и крупности зерен, сказывающаяся в образовании полос и как бы «завихрений» (см. выше, в описании обнажений). Явление это наблюдается только на ограниченных пространствах (обычно на площади нескольких квадратных метров), и эти псевдогнейсовидные участки быстро сливаются с остальной однородной массой. Образования этого рода имеют, по-



Фиг. 6. Неоднородный участок в граните, Умань
А — среднезернистый гранит;
В — мелкозернистый меланократовый гранит; С — крупнозернистый лейкократовый гранит



Фиг. 7. Ксенолиты в гранитах, Умань. Заштриховано — слюдяные ксенолиты, крестики — пегматит; белое — вмещающий гранит

видимому, мало общего с типичной огнейсованностью, связанной с метаморфическими процессами (характерно также, что в этих полосах не наблюдается «гранобластических» или сходных с ними гнейсовых структур). Они находятся в связи с процессами перегруппировки материала, совершающимися во время кристаллизации, отчасти, вероятно, под влиянием вещества посторонних включений, поскольку описанные явления наблюдаются зачастую в ближайшем соседстве с ксенолитами (но во многих случаях также и без всякой видимой связи с ними). Возможно также, что иногда — это реликты полурастворенных ксенолитов.

Микроструктура гранитов является нормальной, гипидиоморфно-

¹ Приводится в сокращенном виде, поскольку основные особенности петрографии гранитов равномернозернистого типа были уже приведены выше.

зернистой, относительная степень идиоморфизма у составных частей обычная для гранитов.

Что касается последовательности кристаллизации, то она является более сложной, и, очевидно, для некоторых минералов кристаллизация происходила в несколько стадий. Кристаллы слюды и других цветных компонентов располагаются обычно в промежутках между более крупными зернами полевых шпатов. Выделение плагиоклаза и микроклина происходило, в основной своей массе, вероятно, одновременно, так как наличие большей степени идиоморфизма у плагиоклаза связано, вероятно, с его большей кристаллизационной способностью и, кроме того, совершалось в несколько приемов, о чем говорят мелкие идиоморфные включения плагиоклаза в микроклине. Наоборот, с более поздним этапом кристаллизации связано образование вторичного, замещающего микроклин, альбита (см. ниже), а также появление микрокристаллических выделений кварца на участках, подвергавшихся некоторому давлению. Участки последнего рода, с признаками слабого протоклаза и перекристаллизации, встречены в крупнозернистых гранитах 2-го карьера (на правом берегу, ниже Главного карьера).

В большинстве же случаев признаки давления отсутствуют.

Количественно-минералогический состав наиболее распространенной светлой разности уманских гранитов приведен в табл. 3.

Таблица 3

Количественно-минералогический состав уманских гранитов (светлая разность) (в %)

Минералы	№ 163 Главный	№ 165 карьер	№ 173 Софийка	Село Буки	Село Анто- новка
Кварц	34.1	39.7	43.2	34.2	32.3
Микроклин	33.1	28.7	29.1	28.4	45.2
Плагиоклаз	25.5	26.4	23.3	28.2	13.4
Биотит + акцессорные	7.3	5.2	4.4	9.2	9.1
Средний Pl	14	13	18	17	12

Содержание обоих полевых шпатов, как видно, почти одинаковое, при слабом перевесе микроклина, что позволяет отнести породу к типичным гранитам. Содержание цветной части является нормальным и отчасти несколько повышенным для гранитов. Вместе с тем надо отметить выдержанность и однотипность состава гранитов, взятых с различных участков.

Этот главный тип гранита дает вариации при переходе в мелкозернистые разности, описанные ниже, причем в большинстве случаев изменение приводит к составу гранодиорита, иногда же — к кварцевому сиениту. Что касается особенностей и характера породообразующих минералов, то они являются общими как для «главного» гранита, так и для его мелкозернистых фаций (см. табл. 1, фиг. 2).

К в а р ц. Зерна его совершенно неправильной, большей частью изометрической формы. Вокруг отдельных участков кварца в трещиноватых зернах возникают иногда (по линиям трещинок) тонкие шнуровидные или цепочкообразные выделения кварца.

М и к р о к л и н. Разрезы его зерен имеют или совершенно неправильный ксеноморфный характер, или же, в случае более крупных кристаллов, можно уловить общий таблитчатый характер, замаскированный вторичными включениями по краям. Бухтообразные внедрения и

включения по краям зерен микроклина образует большей частью кварц; в более крупных зернах значительную роль играют включения и вроски плагиоклаза двух родов: прямоугольные идиоморфные мелкие таблички — в средней части микроклинового зерна — и округлые почко- или гроздьевидные вроски вторичного альбита, метасоматически замещающего микроклин по краям.

Решетчатое строение выражено чрезвычайно отчетливо, полосы широкие, резко ограниченные, гаснущие одновременно по всей ширине; микроклин в этом отношении является очень характерным для всей описываемой группы гранитов; такой же характер микроклиновой «решетки» имеют, согласно описанию Половинкиной (1938), серые граниты Ингуло-Ингулецкого водораздела. Отсутствуют явления волнистого угасания или оптических деформаций.

Плагиоклаз по составу сравнительно устойчив, отвечает № 10—20, в наиболее типичных случаях № 14—18; кристаллы, более основные чем кислый олигоклаз, почти не встречаются. Зональное строение в большинстве зерен плагиоклаза совершенно не проявляется, в мелких же, главным образом включенных в калиевом полево шпате, оно более обычно. Зональная структура проявляется здесь преимущественно по краям зерен, точнее — в промежуточной зоне, так что самые края, сложенные обычно альбитом, являются незональными. Разница в составе ядра и краев обычно незначительная, около 5—8 номеров.

Мирмекитовые прорастания кварцем проявляются обыкновенно только на участках, граничащих с микроклином, причем в большинстве случаев мирмекитизация проявляется только в плагиоклазах «вторичного» типа. Плагиоклаз последнего рода, по составу почти чистый альбит (судя по характеру светопреломления), развивается обычно в виде неправильно-округленных, почко- или гроздьевидной формы выделений, нарастающих по периферии зерен на крупных кристаллы микроклина и плагиоклаза (на последний обычно там, где он граничит с микроклином). Во многих случаях, особенно в крупнозернистых разностях, можно наблюдать метасоматическое вытеснение, замещение микроклина веществом вторичного альбита. Последний развивается здесь и на линии соприкосновения микроклина и плагиоклаза. Процессы такого рода наблюдаются также вокруг мелких таблитчатых включений олигоклаза в крупных зернах микроклина; узкая альбитовая каемка вокруг первых дает иногда настоящие вроски, врезающиеся в вещество микроклинового кристалла, причем иногда эти вроски сливаются с более толстыми жилками пертита.

Биотит является главным железисто-магнезиальным компонентом, часто ассоциируясь также с небольшим количеством мусковита. Пластинки биотита небольших размеров располагаются обычно в промежутках между крупными зернами полевых шпатов.

Наряду с вторичным попадает изредка и первичный мусковит, обычно в форме тонких пластинок.

Из аксессуаров присутствуют сфен, апатит, магнетит, циркон, в мелкозернистых фациях появляется местами амфибол.

Мелкозернистая мезократовая фация гранитов

Разности гранитов этого типа образуют, как указывалось выше, неправильные участки и полосы среди гранитов обычного среднезернистого типа. Участки эти обычно лишены резких ограничений. Структурно-минералогические особенности и характер отдельных компонентов остаются здесь совершенно такими же, несколько уменьшается

только крупность зерна и изменяются соотношения в количественном составе. Последнее выражено в уменьшении количества кварца и повышении содержания цветной части, в составе которой при этом появляется амфибол. Для количественно-минералогического состава этой разновидности типичен нижеприводимый подсчет (в объемных %):

Кварц	26.3
Микроклин	21.2
Плагноклаз	38.6
Биотит	14.1

В более редких случаях перераспределение материала приводит к образованию сиенитовых или монцонитовых разностей, примером которых может служить мелкозернистая розовато-серая порода, слагающая небольшие участки в гранитах Софийки. Здесь микроклин получает некоторый перевес над плагноклазом и несколько большую роль играет роговая обманка. Количественно-минералогический состав здесь таков (в объемных %):

Кварц	11.5
Микроклин	35.6
Плагноклаз	26.4
Биотит	17.4
Амфибол	9.1

Такие «сиенитовые» участки обычно не обнаруживают близкой связи с веществом ксенолитовых включений, в противоположность участкам «гранодиоритового» состава.

Крупнозернистая фация гранитов

Обособляется обычно как в небольших, неопределенной формы участках, так и в жилах. В последних замечается местами более крупная кристаллизация, сближающая породу с пегматитом. Вообще говоря, крупнозернистые участки тесно связаны с «нормальным» гранитом постепенными переходами, и только жилые участки отделяются от остальной массы более резко, но и то лишь на некоторых участках. Все это говорит за то, что инъекция более лейкократовой фации, давшей крупнозернистые и пегматитовые разности, не была отделена большим промежутком времени от застывания главной массы гранита.

По минералогическому составу крупнозернистые фации мало отличаются от вмещающих гранитов, для них характерна несколько большая изменчивость и колебания в составе, приводящие в ряде случаев к полному исчезновению цветной части и понижению содержания плагноклаза.

Ксенолиты

О форме и размерах ксенолитов было уже сказано выше. Внешне они представляются мелкозернистой темносерой породой, сравнительно резко отграниченной от вмещающей породы. Текстура обычно совершенно массивная. По своему минералогическому составу ксенолиты также обнаруживают между собой большое сходство, будучи сложенными почти везде одной и той же породой типа биотитового диорита или керсантита. Главными компонентами являются биотит и плагноклаз. О количественных соотношениях дают представление помещаемые в табл. 4 два подсчета (№ 168 — из большого карьера, № 164 — из маленького карьера в городе).

В шлифе порода, слагающая ксенолиты, представляется равномернoзернистой смесью из удлинённых идиоморфных листочков биотита и

Таблица 4

Количественно-минералогический состав ксенолитов
в уманском граните (в объемных %)

М и н е р а л ы	№ 164	№ 168
Плаггиоклаз	49.6	46.2
Биотит	42.0	41.4
Акцессорные (главным образом сфен) . .	8.4	12.4
Средний Pl	23	19

более крупных, преимущественно изометрически развивающихся зерен плаггиоклаза (табл. I, фиг. 3). В расположении составных частей обычно никакой ориентировки не наблюдается; отсутствуют следы динамических воздействий.

На участках ксеноритов, соприкасающихся с окружающими гранитами, структура и минералогический состав носят промежуточный характер; при сравнительно высоком содержании биотита здесь заметную роль играет и метасоматически нарастающий микроклин, образующий обычно более редкие и более крупные, чем плаггиоклаз, зерна, густо пронизанные разнообразными включениями. Минералогический состав такой «промежуточной» зоны в одном из ксенолитов Софийки (№ 175а) дан ниже (в объемных %):

Кварц	29.0
Микроклин	25.1
Плаггиоклаз	25.2
Биотит	19.6
Акцессорные	1.1

Ширина такой зоны обычно очень незначительная, в данном случае около 3—4 см.

Плаггиоклаз имеет в ксенолитах, в отличие от плаггиоклаза в гранитах, ясно выраженное зональное строение, в то же время без значительной разницы в составе ядра и края. Ход зональности обычно плавный, отсутствуют скачки и явления ступенчатой или многократной зональности. Состав одного из зерен (шлиф № 164) оказался в одном случае — в ядре № 33, край № 20. Средний состав плаггиоклазов ксенолитов колеблется около № 22 (измерения относятся к ядерной части кристаллов).

В относительно повышенном количестве присутствуют темнокоричневый биотит, сфен, эпидот.

В. Общие данные об уманских гранитах

К числу характерных особенностей уманских пород относится прежде всего типичная для всех гранитоидов описываемой группы первичная неоднородность структуры, выраженная в чередовании участков различной крупности зерна. Это чередование, как указывалось в описании, принимает различный характер, выражаясь то в послонном расположении материала, то в более причудливой форме «завихрений» и т. п., причем переходы между различными вариациями то более резки, то совершенно плавны. Чрезвычайно существенно, что все различия между отдельными участками гранита происходят, главным образом, за

счет изменения крупности зерна и отчасти небольшой перегруппировки цветных составных частей, не сопровождаясь обычно изменением соотношений в «салической», кварц-полевошпатовой составной части; в этом можно видеть указание на гомогенный состав первоначального расплава. Смещение неоднородных, в различной степени закристаллизовавшихся частей гранитного расплава имело место, очевидно, в период внедрения, поскольку в расположении структурных элементов (темных полос, линз и т. п.) замечается иногда некоторая зависимость от направления контактов с ксенолитами и стенками вмещающих пород. Об этом же говорит и наблюдающееся иногда вертикальное падение меланократовых полос. С этой же первичной структурной неоднородностью связано и образование, на ранней стадии застывания, жилообразных и гнездообразных промежуточных участков, представляющих облегченные зоны, в которых произошла кристаллизация крупнозернистых и пегматитовых разностей. Те небольшие изменения в минералогическом составе, которые приводят на отдельных участках к образованию дисритовых фаций (см. описание), стоят обычно в ясной связи с явлениями более глубокого усвоения вещества ксенолитов и включений (что наглядно наблюдается, например, в карьере на Софийке) и не связано с дифференциационными явлениями в первичном гранитном расплаве.

С перегруппировкой в результате давления, при напряжениях местного характера, возникавших в определенных, ограниченных участках породы, связано развитие катакластических структур и процессов перекристаллизации и метасоматического нарастания мелкозернистой промежуточной массы на зерна первой генерации. Процессы эти, описанные выше, особенно выпукло выступают в явлениях метасоматического роста альбита за счет вещества крупных кристаллов микроклина, сопровождающегося и развитием мирмецитовых вростков, а также при образовании толстых жилок пертита.

III. ГРАНИТОИДЫ ПОРФИРОВИДНОГО ТИПА

Этот тип гранитов имеет на исследованной нами площади сравнительно незначительное распространение, по сравнению с более восточными районами Украины, где ему принадлежит одно из главных мест (так называемый «кировский» тип гранита Среднего Приднепровья). Вместе с тем этот тип гранитов является очень выдержанным по своим структурным и петрографическим признакам и занимает определенное положение в общей петрогенетической схеме строения украинского докембрия, что установлено детальным изучением кировского типа гранита (Половинкина, 1936).

Ниже приводится материал, полученный при изучении порфировидных гранитов района г. Коростышева, который сопоставляется с имеющимися в литературе данными по аналогичным породам Ингуло-Ингулецкого водораздела и Новоград-Волынска (Половинкина, 1936 и Безбородько, 1929).

1. Граниты района Коростышева

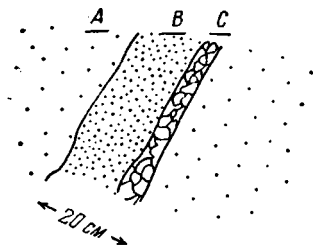
Наиболее полный материал по порфировидным серым гранитам так называемого «коростышевского» типа (В. И. Луцицкий) дают большие карьеры ближайших окрестностей г. Коростышева, расположенные в 2—3 км к востоку от города в районе шоссе Киев — Житомир.

Карьеры «Спецстрой» находятся в 0,5 км к югу от шоссе, в верхней части небольшой возвышенности (правый берег р. Тетерева). Имеются на небольшом расстоянии один от другого 2 карьера. Из них маленький — около 20 м длины, большой — около 100 м в диаметре и с глубиной порядка 10—12 м.

Главная порода, обнажающаяся в обоих карьерах, представляет светлосерый порфирированный гранит с белыми крупными прямоугольными выделениями полевого шпата и более темной мелкозернистой промежуточной массой. Местами, в особенности вблизи довольно часто встречающихся полюсообразных и жилообразных участков аплита, замечается некоторая ориентированность в текстуре гранита, сказывающаяся, в первую очередь, в субпараллельном расположении пор-



Фиг. 8. Участок в граните, Коростышев. Видна некоторая ориентированность в расположении порфирированных выделений



Фиг. 9. Аплито-пегматитовая жила

А — гранит; В — аплит; С — пегматит

фирированных выделений полевого шпата (линейно-параллельная текстура) и наряду с этим в вытянутости мелких скоплений листочков биотита в том же направлении. Явления этого порядка наблюдаются, однако, только на очень ограниченных пространствах и только на некоторых наиболее благоприятных для наблюдений плоскостях разлома (например, фиг. 8). В подавляющем же большинстве случаев никакой ориентированности в расположении вкрапленников не замечается.

Наблюдаются, также в редких случаях, явления аккумуляции, накопления порфирированных выделений полевого шпата, почти вплоть до вытеснения промежуточной массы. Образующиеся скопления имеют неправильно-линзовидную форму и размеры до 30—40 см в диаметре; характер полевого шпата и форма вкрапленников совершенно те же, что и в окружающем граните.

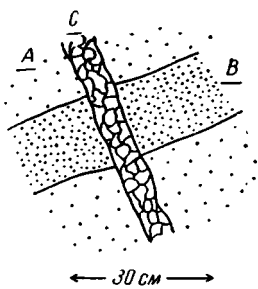
Во всех участках, доступных наблюдению, гранит не меняет заметным образом своего характера — текстуры, крупности зерна и т. п. Широко развитая мелкозернистая аплитовая его фация всегда резко обособлена и присутствует исключительно в жильной форме.

Количество жил аплито-пегматитового состава довольно значительно, но все они большей частью очень мелкие, мощностью обычно не выше 20—25 см. Они сложены мелкозернистым светлым аплитом или лейкократовым микрогранитом с редкими, обычно параллельно вытянутыми мелкими черными листочками биотита, что местами придает породе некоторое сходство с гнейсом. В зальбандах иногда появляется более крупнозернистая порода, приближающаяся уже к пегматиту (фиг. 9, полоса пегматита в «лежащем» боку аплитовой жилы). Иногда можно видеть и картину рассечения пегматитовым про-

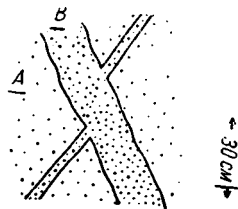
жилком более толстой аплитовой жилы (фиг. 10). Внедрение аплита и пегматита было, таким образом, то разделено более значительным интервалом времени, то почти одновременным (фиг. 11).

Пегматитовые образования, вообще редкие в описываемых гранитах, встречаются преимущественно в тонких жилах. Величина зерна достигает местами 3—4 см.

В расположенных по другую сторону шоссе, в $\frac{3}{4}$ —1 км к северу от предыдущих, карьерах «Нерудкопала» развиты совершенно аналогичные вышеописанным, серые порфировидные граниты с массивной текстурой, в которой здесь также почти совершенно не проявляются признаки ориентировки в расположении отдельных компонентов.



Фиг. 10. Соотношения
аплита и пегматита
А — гранит; В — аплит; С —
пегматит



Фиг. 11. Соотношения
аплитовых жил, при-
надлежащих двум систе-
мам трещин
А — гранит; В — аплит

В районе этих карьеров интересны обнажения, вскрывающие на небольшом промежутке контактную зону гранитов и подходящих к ним с севера гнейсов. На двух близко расположенных участках характер контакта несколько различен. В одном случае он секущий: серый порфировидный гранит под острым углом к сланцеватости режет гнейсы с прослойками аплита. В другом случае гнейс является в сильной степени мигматизированным, причем прослойки гранита иногда расширяются, образуя линзы, в некоторых случаях даже изолированные гнезда. Гнейсы залегают здесь полого, с простираем ЮВ 130° и падением на СВ $\angle 20$ — 25° . Повидимому, это участки кровли.

Б. Петрографическое описание

Граниты

Внешняя характеристика гранитов уже кратко давалась выше. Окраска — светлосерая, местами почти белая, на более выветрелых участках принимающая красноватый оттенок, вследствие изменения окраски полевых шпатов. Текстура — порфировидная, причем средний размер порфировидных выделений и плотность их расположения остаются примерно одинаковыми на всех участках площади развития гранитов. Средний размер полевошпатовых вкрапленников составляет $0.5 \times 0.5 \times 2.0$ см, с небольшими колебаниями в обе стороны. Обычно средний размер вкрапленников в данном штуде характерен для подавляющего их большинства, в более редких случаях наряду с крупными встречается значительное количество и более мелких выделений. Ориентированность, параллельное расположение порфировидных зерен наблюдается, как уже указывалось, очень редко, на



Фиг. 4. Гранит, Коростышев, обр. № 1. Заметно цепочкообразное расположение биотитовых листочков вокруг зерен плагиоклаза. $\times 20$. Ник. ||



Фиг. 5. Плагиогранит. Козиевка (коростышевский тип), обр. № 16. Видно развитие вторичного микроклина, замещающего по краям плагиоклаз. $\times 12$. Ник. $\perp$



Фиг. 6. Гранит, Коростышев, обр. № 3. Виден характер деформации микроклиновых вкрапленников. $\times 32$. Ник. $\perp$

очень ограниченных пространствах, обычно же текстура является вполне массивной. Масса, промежуточная между порфировидными выделениями, принадлежащими преимущественно микроклину, представляет мелкозернистый агрегат, сложенный кварцем, плагиоклазом и биотитом, с небольшим участием микроклина, зачастую и без него. Микроструктура для этих промежуточных участков является обычной гранитовой, гипидиоморфнозернистой, округленные зерна кварца часто образуют включения в других минералах, в том числе и во вкрапленниках микроклина. Динамические воздействия в большинстве случаев выражены очень слабо, проявляясь только в легком волнистом угасании у кварца.

В минералогическом составе гранитов главное участие принимают: кварц (30—35%), микроклин-пертит и олигоклаз (примерно поровну, общее количество полевошпатовой части 65—70%), биотит (5—7%). Дать точную количественно-минералогическую характеристику гранитов на основании данных подсчетов под микроскопом затруднительно, вследствие порфировидной текстуры, грубые же подсчеты дают приведенные выше цифры.

Нужно указать, что благодаря наличию крупных порфировидных выделений микроклина и малому развитию его в основной (промежуточной) массе, последняя приобретает в большинстве случаев состав грансдиорита, местами до кварцевого диорита; эту же особенность отмечает и Половинкина (1936) для Кировского гранита.

Зерна кварца имеют преимущественно неправильно-округлые очертания и образуют обычно включения в полевых шпатах; менее характерным является совершенно ксеноморфный кварц, мезостатически развивающийся в промежутках между другими минералами. Мелкие зерна кварца однородны, более крупные, вследствие развития трещин, нередко распадаются на участки, в них появляется легкое волнистое угасание. В большом количестве мелкие включения кварца рассеяны по краям микроклиновых крупных выделений.

Наряду с общей господствующей неправильно-округлой формой кварцевых зерен можно отметить и случаи некоторого частичного идиоморфизма, когда оконтуренное угловатой линией кварцевое зерно частично врезается в зерна полевого шпата (табл. II, фиг. 4 и 5).

В некоторых зернах заметны тонкие линии, образованные цепочкой мельчайших газовых включений.

Микроклин-пертит в крупных порфировидных выделениях имеет характерную табличатую форму, в мелких зернах промежуточной массы — совершенно неправильную, ксеноморфную — это, очевидно, более поздняя генерация. Зерна микроклина этого последнего типа образуют в некоторых местах вроски, как бы въедающиеся в вещество плагиоклаза (метасоматическое замещение). Решетчатая структура выражена местами очень отчетливо, в других случаях не наблюдается совершенно, часто проявляется в участках одного и того же зерна. Двойниковое строение в порфировидных зернах довольно часто, это преимущественно простые карлсбадские двойники. Пертитизация выражена более отчетливо, в виде тонких ветвящихся жилок, преимущественно в более крупных зернах первой генерации; вместе с жилковатым встречается пертит в форме тонких удлинённых капелек. Линии соприкосновения между крупными микроклиновыми зернами часто иззубрены, с новообразованиями из мельчайших зернышек кварца (табл. II, фиг. 6).

Ко второй же, более поздней генерации микроклина относятся небольшие, неправильной формы пятнистые его участки; включенные в более крупных зернах плагиоклаза, иногда эти участки нарастают

на первоначальное маленькое включение биотита. Образование микроклина за счет вещества плагиоклаза является здесь несомненным.

Зерна плагиоклаза имеют обычно более или менее ясно идиоморфные контуры, врезающиеся углами в микроклин. Количественно — плагиоклаз является резко преобладающим полевым шпатом в участках, обедненных порфиroidными вкрапленниками микроклина. Зональность появляется в редких случаях, обычно зерна вполне однородны, наибольшая величина колебаний между составом ядра и краев достигает 5—7 номеров, зональность плавная, без скачков. В некоторых случаях зональность выражается только в появлении тонкой внешней, более кислой каемки. Мирмекитизация развита преимущественно в тех зернах плагиоклаза, которые включены в микроклин или врезаются в него, в этих случаях мирмекитовые вроски густо прорезают вещество плагиоклаза; более усиленно проявляется мирмекитизация в плагиоклазах аплитовых разностей гранита, описанных ниже. Следует отметить также наличие пятнистых и иногда субпараллельных мелких вросков кали-натрового полевого шпата, имеющих местами некоторое сходство с антипертитом, но чаще более грубую лапчатую или ветвистую форму.

По составу плагиоклаз отвечает олигоклазу № 18—24, что совпадает и с данными Половинкиной для Кировского типа.

Биотитовые пластинки обычно являются свежими или в очень слабой степени затронутыми хлоритизацией, с развитием хлорита по прослойкам. Обычно биотит идиоморфен по отношению к кварцу и полевому шпату, но на расположение его пластинок оказывают ориентирующее влияние крупные таблицы полевого шпата. По концам листочков часто имеются тонкоструктурные червеобразные симплектитовые прорастания биотита с мусковитом.

Плеохроизм обычный: Ng — коричневый, Np — светложелтый. Вдоль краев окраска несколько сильнее.

Часто присутствуют округлые гранулярные включения кварца, а также мелкие включения акцессорных минералов.

Мусковит развит обычно в форме прорастаний с биотитом или в пространстве между несколькими близко прилегающими биотитовыми пластинками. Обычно бесспорно его вторичное образование за счет биотита; несомненного «первичного» мусковита в коростышевских гранитах не наблюдается.

Из акцессориев присутствуют апатит, магнетит, сфен, очень редко эпидот.

Аплито-микрогранитовая фация

Это — светлая, более мелкозернистая и непорфиroidная разность гранита аплитового типа; она имеет преимущественное развитие в сравнительно резко обособленной жильной форме. О характере и пространственном расположении этих жил данные были приведены выше, при описании внешнего характера пород. Характерным является субпараллельное расположение биотитовых листочков, вытянутых по простиранию аплитовых полос.

По структуре эти породы имеют много общего с гранитами, отличаясь главным образом несколько менее четко выраженной последовательностью выделения составных частей, а также преимущественно гранулитовым характером развития кварца, образующего обычно мелкие округлые зерна, режущие все остальные минералы. Катакlastические явления большей частью отсутствуют; порфиroidное строение не проявляется.

В других случаях микроструктура этих мелкозернистых разностей отличается несколько резче выраженной смятостью, однако без наличия кластических явлений, скорее как бы возникшей в условиях известной пластичности. Повышается немного смятость и трещиноватость кварца, искривляются таблички полевых шпатов, сохраняющие при этом свои идиоморфные (у плагиоклаза) контуры. Ясное проявление эти «пластические деформации» находят также в волнистом изгибании линий пертитовых полосок (табл. II, фиг. 6). Изменения сказываются также в структурной неоднородности породы, обособлении участков, богатых цветной частью, и т. п.

В минералогическом составе аплитов и микрогранитов нет существенной разницы с гранитами. Можно отметить только некоторое относительное обогащение мусковитом и микроклином. В ряде случаев в аплитах микроклин в значительной степени вытесняет плагиоклаз, а мусковит — биотит. Количественные соотношения большей частью те же, что и в гранитах.

В. Химический состав

Для характеристики химизма магмы коростышевского гранита приведем данные его анализа, выполненного В. М. Некрасовой (табл. 5).

Таблица 5
Химический состав гранитов порфиоровидного типа

Окислы	1 вес. %	2 мол. кол.	3 вес. %	4 вес. %	5 вес. %
SiO ₂	70.84	1.1798	68.10	68.72	66.57
TiO ₂	0.62	77	0.38	0.47	He опр.
Al ₂ O ₃	14.18	1391	15.90	14.76	17.10
Fe ₂ O ₃	0.76	45	0.57	1.42	1.11
FeO	2.09	290	2.21	2.74	2.69
MgO	0.71	176	0.84	1.29	1.30
MnO	0.01	1	0.02	0.06	He опр.
CaO	0.38	67	1.49	2.52	2.91
BaO	0.07	65	—	—	—
Na ₂ O	2.87	463	2.88	3.07	3.23
K ₂ O	6.02	639	6.20	4.25	5.25
H ₂ O +	0.77	—	1.11	0.48	0.76
H ₂ O —	0.12	—	0.12	0.25	—
P ₂ P ₅	0.4)	—	—	—	—
Сумма	99.84	—	99.82	100.03	100.32

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$1.16\overline{RO} : R_2O_3 : 8.26SiO_2; RO : R_2O = 1 : 1.9; a = 3.9.$$

1 и 2 — порфиоровидный гранит из Коростышева; 3 и 4 — порфиоровидный кировский гранит из района р. Ингульца (Половинкина, 1936, 178); 5 — микроклиновый порфиоровидный гранит из с. Барашей (Новоград-Волынский) по Н. И. Безбородько (1929).

Общие данные по порфиоровидному типу группы суммированы ниже, в заключительной главе.

IV. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ГРУППЕ СЕРЫХ ГРАНИТОВ

Детальные исследования уже в значительной степени осветили чисто петрографические особенности отдельных гранитных ареалов на территории Украинского кристаллического щита и, благодаря этому, мы уже в состоянии с достаточной степенью уверенности проводить параллели между отдельными типами гранитоидов. Этим облегчается и подход к решению общих петрогенетических проблем, касающихся происхождения и развития кислой родоначальной магмы гранитоидов, поскольку для целого ряда типов становится несомненным их общее происхождение в результате каких-то единых общих процессов. С другой стороны, очень существенные данные для решения этих вопросов может дать сравнительное изучение украинских гранитоидов с соответствующими докембрийскими образованиями других, более изученных областей, как, например, Фенноскандии или Канады. В работе Ю. И. Половинкиной (1938), посвященной вопросам систематизации и возрастного расчленения гранитоидов украинского докембрия, проводятся параллели между докембрийскими образованиями Украины и Фенноскандии и, в частности, аналогия между серыми гранитами Украины, с одной стороны, и гранитами 1-й группы Седергольма — с другой. Проведение таких аналогий ценно в том отношении, что позволяет приложить для Украины те принципы и критерии, которые выработались в результате длительного изучения хорошо обнаженных архейских образований Фенноскандии.

В основу расчленения древних гранитных интрузий исследователи Фенноскандии кладут как петрографические, так и тектонические признаки. Важность последних подчеркивается в особенности в новейших работах, но общие принципы выдвигались еще Седергольмом (Sederholm, 1910). Однако при последовательном применении этого принципа — разделения гранитоидов по тектоническим признакам на синорогенные и посторогенные типы — нужно иметь в виду существенное обстоятельство, указанное Валем (Wahl, 1936), именно, что во всякой горной цепи уже *a priori* имеются граниты двух типов: а) более древний гнейсо-гранит, внедрившийся в ранний период орогенеза, и б) более молодой гранит, связанный с мигматитами, обычно более пегматитовосный, интрузии которого проявляются в виде несогласных секущих тел. Поэтому, если учесть, что в докембрии орогенических и сопровождавших их интрузивных фаз было несколько, в течение каждой из которых имело место образование обоих типов гранита, то становится ясным, что судить об относительном возрасте гранитов этих двух типов в определенном районе не всегда возможно с достаточной уверенностью, поскольку один и тот же петротектонический тип гранита может быть связан с различными орогеническими фазами.

Наряду с общими тектоническими взаимоотношениями кислых интрузий с вмещающими толщами (конкордантный и дискордантный тип залегания) критерии определения и отнесения в ту или иную генетическую группу данного типа гранита нужно искать в способе выделения и замещения окружающего пространства. Наличие резких рвущих контактов, ксенолитов, эруптивных брекчий дают указания на «ювенильную» природу внедряющейся кислой магмы; если налицо — явления метасоматического замещения, то здесь в основном имели место процессы палингенеза, привноса вещества, частично замещающего первоначальный осадочный или метаморфический субстрат, частично изменяющего его (перекристаллизация). На последнее же может указывать

и отсутствие резко оконтуренных ксенолитов, резких контактов с окружающими породами и другие моменты, отмечаемые Магнуссоном (Magnusson, 1936) в его работе, посвященной процессам гранитизации. При этом процессы палингенетического замещения или гранитизации, в смысле Баклунда (Backlund, 1936), возникающие при выплавлении кислого гранитизирующего раствора, при опускании геосинклинальных зон в глубокие участки земной коры принимают различный характер, в зависимости от той обстановки, главным образом глубины, на которой они протекают. Результатами поэтому могут быть в одних случаях мигматиты, в других — целые массивы (пример — выборгский рапакиви).

Установление исследователями Фенноскандии основных генетических типов среди древних кислых интрузий — «ювенильных» и «палингенных» гранитов — является большим достижением в деле изучения и классификации этих образований и дает общую базу для подхода к их генетическому расчленению. Не всегда, однако, оказывается возможным, исходя только из этих положений, объяснить полностью генезис данной породы, примером чему может служить чересчур широкое применение понятия «гранитизации» в смысле Баклунда, прилагаемого этим автором для объяснения образования почти всех гранитов Фенноскандии вообще, и в частности, для всех гранитов типа рапакиви. Как указывает Экерман (Eckermann, 1937), происхождение такого очень выдержанного в химическом и в других отношениях типа, как рапакиви, вряд ли могло быть связано с изменением весьма разнородного субстрата (иотнийские осадки и туфогены), вмещающего эти породы, совершающегося при добавлении небольшого количества гипотетического гранитизирующего раствора (алюмината щелочей). Да и в структурном отношении зерна кварца мало напоминают зерна какого-нибудь регенерированного песчаника или аркоза. Другими словами, в палингенетических процессах, несомненно имевших большое значение в образовании гранитов рапакиви, принимало активное участие более значительное количество привнесенного материала, чем это представляется по схеме Баклунда, и состав «гранитизирующих» растворов должен был приближаться уже к составу гранитной магмы.

Существенное значение для выяснения механизма процессов палингенеза, в основном носивших метасоматический характер, имеют детальные наблюдения в породах типа мигматитов, в которых шаг за шагом прослеживается постепенное замещение первоначального субстрата привнесенным материалом. Но наблюдаемые в мигматитах процессы имеют гораздо более широкое распространение и значение, прослеживаясь в ряде случаев и в гранито-гнейсах и в гранитах, подвергшихся перекристаллизации с привносом вещества. Это существенное обстоятельство отметил Гимараэс (Guimaraes, 1938) в работах, посвященных петрографии древних гранитов и гранито-гнейсов Бразилии. Он связывает явления перекристаллизации и метаморфизации гранитов с влиянием освобождающейся в глубинах магматического очага кислой остаточной магмы (Restmagma), в составе которой господствуют элементы Si, K, Al и отчасти Na, Ca. Эта остаточная магма вызывает в прорываемых ею породах метасоматические реакции и превращения, регулируемые потерей давления, стремлением к выравниванию равновесия между внедряющейся магмой и окружающей средой, потерей термической энергии. Результатом этих процессов оказываются широко распространенные в древних гранитах и гранито-гнейсах явления метасоматического замещения составных частей новообразующимися микроклином и кварцем, т. е. процессы микроклинизации и замещения квар-

цем (после обеднения флюидной фазы калием). Получающиеся в результате породы — обычно несколько более кислые, чем исходный материал, и отвечают по составу красным слоям в мигматитах; однако региональное распространение у них значительно шире, эти «метасоматизированные» граниты образуют целые массивы. Явления эти, вместе взятые, весьма напоминают картину, наблюдающуюся на Северной Украине в части соотношений житомирского и коростышевского типов гранита; со значительной долей вероятности можно допустить участие палингенетических процессов в формировании порфировидного коростышевского гранита, как указывалось выше.

Переходя к анализу генетических соотношений в группе серых гранитоидов западной части Украинской кристаллической полосы, описанных выше, мы, на основании имеющихся данных, можем в первую очередь отметить наличие двух определенным образом охарактеризованных типов: 1) неравномернозернистых — житомирских и уманских и 2) порфировидных — коростышевских. Разделение основывается не только на морфологических и петрографических признаках, но и стоит в связи с общими генетическими моментами, обусловившими их образование.

Названия типов являются отчасти условными, так как и среди гранитов первого типа мы встречаем отчасти порфировидные разности, и в гранитах второго типа встречаются участки более равномернозернистого сложения; они имеют целью оттенить их наиболее существенные внешние признаки.

1. **Неравномернозернистый тип.** Прежде всего характерным является для него значительная неоднородность в структурном отношении, выраженная в пестром чередовании средне-, мелко- и крупнозернистых разностей, то при пластообразном расположении отдельных разновидностей, то при совершенно неправильном, в виде пятен, полос, «завихрений» и т. п. Все различия при этом имеют место обычно за счет крупности зерна, почти не сопровождаясь существенными изменениями в качественном и количественном минералогическом составе.

Эти явления свидетельствуют о процессах механического смешения различных порций магмы, находившихся в состоянии, близком к пластическому. Можно сделать также предположение, что явления расщепления или разделения частично закристаллизовавшейся массы на фации с различной крупностью зерна происходили, вероятно, не очень далеко от места их окончательного затвердевания; другими словами, что эта «механическая дифференциация» сопровождала собой процесс внедрения («интрузивная дифференциация»).

Характерно далее значительное развитие в гранитах этого типа пегматитовой фазы, зачастую связанной постепенными переходами с крупнозернистой фацией. Границы пегматитовых тел при этом бывают обычно расплывчатыми, нерезкими.

Морфологически распределение этих крупнозернистых «пегматоидных» участков, а также отчасти и типично пегматитовых, обусловлено той же первичной структурной неоднородностью застывающей гранитной массы; крупнозернистые и пегматитовые разности выполняли собой жило- и гнездообразные промежуточные и ослабленные участки.

Степень загрязненности ксенолитами вообще значительная, вплоть до появления агматитов (эруптивных брекчий). Вместе с тем ксенолиты дают обычно резкие, отчетливые границы, не сопровождаясь в большинстве случаев заметным изменением в окружающей их породе; явления ассимиляции развиты вообще слабо.

Можно отметить также явления частичной перекристаллизации гранитов этого типа под влиянием наложения последующих гранитизирующих процессов.

2. **Порфировидный тип.** Среди наиболее существенных особенностей порфировидных гранитов Коростышевского района, характеризующих его петрогенетический облик, заслуживают выделения следующие.

Прежде всего следует отметить ясно выраженную самостоятельность этого типа гранита, достаточно четко выделяющегося среди окружающего его фона неравнозернистых серых гранитов. Материал коростышевских карьеров не дает случаев постепенного перехода одного типа гранита в другой, всюду мы встречаем одну и ту же порфировидную разность. Вариации наблюдаются лишь в отношении распределения вкрапленников в породе, то более, то менее густого. Отсутствуют обычно признаки, которые указывали бы на наличие явлений истечения в кристаллизующейся массе, а также явления динамических напряжений. Катаклиз проявляется обычно только в очень слабой степени.

Граниты этого типа слагают, повидимому, обособленные небольшие участки среди поля серых неравнозернистых гранитов, и если они и связаны с последними в генетическом отношении, то по времени своего образования оба типа должны относиться к различным фазам. Следующей существенной особенностью коростышевских гранитов является отсутствие ксенолитов и подобных им образований; меланократовые участки, характеризующиеся местным обогащением биотитом, встречаются в них очень редко и нерезко отграничены от окружающей массы.

Процессы ассимиляции пород кровли носили здесь другой характер, нежели в сером неравнозернистом граните (житомирский и уманский типы), богатом резко очерченными ксенолитами и включениями. Для понимания процессов образования гранитов коростышевского типа имеют существенное значение наблюдающиеся в нем явления бластического роста микроклиновых вкрапленников, захватывавших зерна основной массы, а также явления замещения микроклином плагиоклаза. Последнее явление, как было указано, наблюдается по периферии кристаллов плагиоклаза. Вростки отделяются от бесформенных зерен микроклина второй генерации, выполняющих мезостатические участки в промежуточной массе между вкрапленниками и въедаются в вещество плагиоклаза, замещая его.

Аналогичные явления наблюдаются в ряде случаев и в отношении кварца, который также дает ветвистые проникновения в плагиоклаз, а в качестве более позднего образования, кроме того, мелкие зернышки на стыках полевошпатовых зерен. Мы имеем здесь, как нам кажется, доказательство проникновения в первоначальный затвердевший субстрат, быть может близкого к гранитовому, состава, более позднего кислого гранитизирующего расплава, послужившего причиной вышеописанных явлений — метасоматического замещения плагиоклаза кварцем и микроклином, роста порфировидных зерен микроклина. Возможно, что в наиболее чистом виде этот «вторичный» расплав нашел свое выражение в составе аплитовых прожилков, выполнивших трещины в теле массива. Если учесть, что в некоторых районах своего распространения граниты описываемого типа дают по периферии массивов плавные переходы в более меланократовые разности, до гранодиоритов (например, в районе Новоград-Волынского, по Безбородько), благодаря далеко зашедшим явлениям ассимиляции постороннего материала, то

и для Коростышевского массива с большой долей вероятности можно предположить значительную роль ассимиляционных процессов, целиком переродивших первоначальный материал (отсутствие ксенолитов).

В целом окончательное формирование гранитов коростышевского типа происходило, по нашим представлениям, на материале серых неравномернозернистых гранитов, на несколько более поздней стадии интрузивного процесса.

Наметившиеся, таким образом, два основных типа серых гранитов, обладающих, как видно, и рядом общих черт,— сходством минералогического состава, слабой затронутостью динамическими явлениями, дискордантным типом залегания,— образуют в целом, несомненно, одну комагматическую (употребляя термин Вашингтона) группу, соответствующую, вероятно, по своему стратиграфическому положению гранитам 1-й группы Седергольма.

Те различия, которые проявляются в этих двух главных типах и выражаются в характере структуры и текстуры, ассимиляционных явлений и т. п., связаны с особенностями их генезиса, их роста и формирования как магматических тел. Граниты неравномернозернистого типа, являясь более ранними по возрасту, возникли в основном за счет ювенильной магмы, активно внедрявшейся в верхние зоны литосферы, сложенные древнейшими гнейсами и основными изверженными породами, частично вытесняя и раздробляя их, частично перерабатывая, причем механическая сторона этих процессов нашла свое выражение в резкой структурной неоднородности образовавшихся в результате пород. Граниты порфировидного типа возникли на более поздней стадии магматического процесса, и образование их шло в основном за счет переработки уже ранее образовавшегося материала — как среднезернистых гранитов первой фазы, так и пород гнейсовой толщи, сопровождаясь относительно небольшим привнесом ювенильного материала; их образование связано, таким образом, в значительной степени с процессом палингенеза.

Таковы в общих чертах те выводы генетического порядка, которые намечаются при сравнительном изучении отдельных ареалов распространения серых гранитоидов в западной части Украинской кристаллической полосы.

Дальнейшие исследования в этой области дадут возможность в будущем с большей определенностью подойти к решению намеченных вопросов и к выработке общей генетической классификации гранитоидов докембрия.

A. P. LEBEDEV

ON THE PETROLOGY OF SOME TYPES OF GRANITOIDS OF NORTH UKRAINE

Summary

The paper presents the data obtained in the field and laboratory study of some types of granitoids, developed in the western part of the Ukrainian crystalline shield. Two genetic types are established — the even grained and the porphyry-like granite. The former, being the earlier, originated essentially at the expense of a juvenile magma; the latter were formed at a later stage of the magmatic process, from even-grained granites and partly gneisses, as a result of palinogenetic processes.

ЛИТЕРАТУРА

- Безбородько Н. И. Основные стяжения в граните окр. Чигиринга. Изд. Донск. политехн. инст., 1912, 82.
- Безбородько Н. И. Граниты Волыни и их пегматиты. Изв. Укр. отд. Геол. ком., 1929, вып. 13.
- Бельский С. В. К петрографии Волыни. Тр. Общ. иссл. Волыни, 1910.
- Бельский С. В. Геологічні дослідні на Волині 1927 року. Збірник 1. Волинський Науково-дослідний музей. Житомир, 1928.
- Лучицкий В. И. Кристаллические лупаки та вапняки Київщини. Изв. Укр. отд. Геол. ком., 1919, вып. 1.
- Лучицкий В. И. Петрография Украины. Изд. Акад. Наук, 1934.
- Морозевич И. К петрографии Волыни. Изв. Варшавск. унив., 1893.
- Половинкина Ю. И. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 73.
- Половинкина Ю. И. Об аналогии между архейскими образованиями Волынского Украинского массива и Фенноскандии. Пробл. сов. геол., 1938, № 5.
- Чирвинский В. Н. Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской области и прилегающих частях Подольи. Вісн. Україн. Геол. упр., 1930, № 14.
- Backlund H. Der Magmaaufstieg in Faltengebirge. Bull. Comm. Geol. Finl., 1936, № 115.
- Guimaraes J. Problem der Entstehung der Granite. Chem. d. Erde, 1938, 12, 1, 82—94.
- Eckermann H. The genesis of Rapakiwi granite. Geol. Foren. Förh., 1937, 59, 503.
- Magnusson N. The evolution of lower archean rocks in central Sweden. Quart. Journ., 1936, 92, 332.
- Sederholm J. Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen. C. R. XI. Congr. Geol. Intern., 1910, 573—586.
- Wahl W. The granites of the Finnish part of the Svecofennian archean mountain Range. Bull. Comm. Geol. Finl., 1936, № 115, 489.

Б. В. ЗАЛЕССКИЙ, В. В. ЛАПИН, | Н. С. ТЕР-ГРИГОРЯН |**ВЛИЯНИЕ СТЕПЕНИ ОДНОРОДНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
НА ИХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА**

В предыдущей работе Залесского, Корсунского и Лапина (1941) было установлено, что многие из доломитизированных известняков района Самарской Луки, послуживших материалом также и для настоящей нашей работы, обладают значительной неоднородностью по своей структуре и составу даже в пределах исследованных штуфов. Практической целью упомянутой работы была разработка принципов оценки пород с точки зрения возможности применения их в качестве заполнителя для бетона, т. е. в виде щебенки с размером поперечника от 5 до 80 мм. Поэтому возникла необходимость изучения не только среднего валового качества пород данного типа, но и качества отдельных, наиболее разнящихся по свойствам, их участков. Если учесть свойства наихудших участков данной породы и их процентное содержание в породе, то можно с большей уверенностью дать оценку годности таких неоднородных пород для указанного применения. Помимо практического значения, исследование таких однородных участков имеет и общий научный интерес, так как позволяет проследить в более чистом виде влияние на свойства породы таких факторов, как степень пористости и ее характер, тип структуры и т. д.

При установлении зависимости физико-механических свойств горных пород от их петрографических особенностей, в частности от структуры и минералогического состава, проблема неоднородности пород стоит довольно остро. В ней, в этой неоднородности, присущей большинству горных пород, следует видеть одно из главных препятствий на пути прослеживания закономерных соотношений между физико-механической и петрографической их характеристикой.

В предпринятой по высказанным соображениям работе нами были исследованы 8 пород, в число которых входили органогенный известняк № 352, доломитизированные известняки № 341 и 349 и доломиты (с содержанием кальцита меньше 20%) — № 340, 343, 345, 342, 344.

Все породы относятся к верхнему карбону (C^v) Ширяевского района Самарской Луки и представляют собой один генетический тип. Первичным материалом этих пород служили известковые, преимущественно фузулиново-водорослевые осадки. Известняк № 352 представлен преимущественно этими видами органических остатков, в связи с чем в нем большую роль играет весьма тонкозернистый пелитоморфный (зерна < 0.005 мм в поперечнике) кальцит, слагающий в основ-

ном фузулиновые раковины. В доломитизированных породах № 341 и 349 еще сохраняются в значительном количестве фузулины и водоросли, хотя они уже сильно перекристаллизованы и доломитизированы и в большинстве случаев их контуры в шлифах распознаются с трудом. В сильно доломитизированных породах № 340, 343 и 345 только в более слабо доломитизированных участках можно найти немногочисленные остатки фузулин, сложенных в основном пелитоморфным кальцитом, в большинстве же случаев органические остатки нацело перекристаллизованы и доломитизированы и сохранились лишь бесформенные участочки крипто- и микрокристаллического кальцита среди агрегата из доломитовых зерен. Наконец, наиболее сильно доломитизированными являются породы № 342 и 344. Для них характерно наличие на отдельных участках большого количества крупных пор, повторяющих очертания фузулиновых раковин. Отложение крупнозернистого вторичного кальцита в таких порах уплотняет эти породы; содержание в них органогенного перекристаллизованного крипто- и микрокристаллического кальцита очень незначительно.

Как уже указывалось, наше предыдущее исследование показало, что изучение этих пород в стандартных образцах и без специального учета их неоднородности очень осложняет выявление влияния на прочность и долговечность пород петрографических факторов. Практически оказалось, что макроскопически подмечаемая неоднородность пород, т. е. их пористость, цвет и т. д., изменяется уже на небольших объемах породы, почему нам пришлось прибегнуть к исследованию в маленьких образцах ($2 \times 2 \times 2$ см).

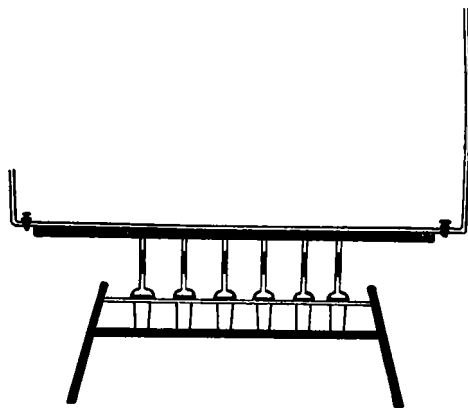
На таких образцах было произведено изучение главнейших физико-механических свойств и микроскопическое исследование. Изучались следующие физические и механические показатели: удельный вес, объемный вес, свободное водонасыщение, водонасыщение под давлением (принудительное водонасыщение), коэффициент фильтрации, временное сопротивление сжатию сухих образцов, образцов, насыщенных водой, и образцов, подвергшихся воздействию 25-кратного замораживания при -25°C . Изучение велось методами, принятыми в лаборатории естественного строительного камня ИГН и описанными в цитированной выше статье Залесского, Корсунского и Лапина (1941). Каждая цифра для каждого состояния пород (сухого, насыщенного и после мороза) получалась как средняя из 4—5 и больше цифр. Из полученных значений перечисленных показателей делались пересчеты для выведения некоторых новых, характерных для горных пород показателей: из отношения объемного веса к удельному вычислялась так называемая абсолютная или общая пористость; свободное водонасыщение, определяемое как весовое количество воды, поглощенное кубиком за 45 дней насыщения, переведенное на объемную величину, дает количество открытых пор; принудительное насыщение соответственно дает количество пор, доступное вообще для проникновения в них воды, то, что мы обозначаем эффективной пористостью. Отношение свободного водонасыщения к принудительному дает так называемый коэффициент насыщения; временное сопротивление сжатию, полученное из опыта, пересчитывается на так называемое приведенное сопротивление R , т. е. сопротивление, присущее данному материалу без пор. Перечисление произведено по методу и таблице Гиршвальда, приведенным также в упомянутой работе.

Для характеристики всей породы или данной разности берутся средние значения показателей, полученных для отдельных состояний

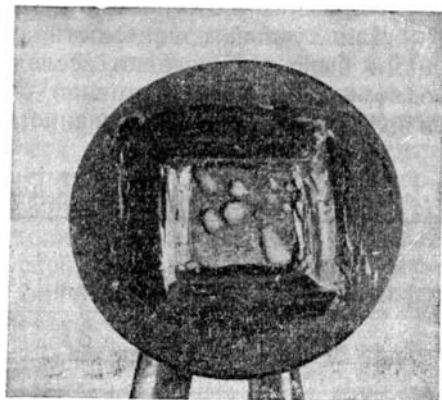
породы. В том случае, когда показатели отдельных состояний (сухого, насыщенного, после замораживания) резко отличались вследствие как раз изменения состояния, они приводятся отдельно.

Коэффициенты фильтрации определялись в отдельных кубиках того же размера. Само определение производилось следующим образом.

Кубики вставлялись в резиновые кольца диаметром 50 мм. Кольцо с кубиком помещалось в стеклянную воронку с вертикальными стенками. Воронка при помощи отвода соединялась с резервуаром, наполненным дистиллированной водой (высота водяного напора равнялась 2.34 м). Фильтрат собирался в стаканчик, подставленный под воронку. Общий вид установки для фильтрации представлен на схематическом



Фиг. 1. Установка для определения коэффициента фильтрации



Фиг. 2. Нижняя поверхность кубика, испытывавшегося на фильтрацию; видны первые капли прошедшей через кубик воды (0.8 натур. величины)

чертеже (фиг. 1). Для полной герметичности установки швы между кубиком и резиной на нижней плоскости кубика промазывались замазкой из смеси свинцового глета с глицерином. Такое устройство фильтрационного прибора давало нам возможность наблюдать нижнюю поверхность кубика и характер фильтрации через него воды.

На фото (фиг. 2) можно наблюдать начальную стадию фильтрации воды через обр. № 345 (светлая разность). На нижней поверхности кубика видны капли проступившей жидкости.

Продолжительность фильтрации для каждого кубика варьировала от 6 до 16 суток, причем количественные замеры фильтрационной жидкости производились через каждые 48 часов.

В части микроскопической была использована как обычная методика исследования в прозрачных шлифах, так и предложенный Белянкиным, Лапиным и Островским (1940) метод исследования доломитизированных известняков в аншлифах, в отраженном свете. В аншлифе подсчитывалось содержание пор, а после травления того же аншлифа соляной кислотой производился подсчет кальцита и доломита. В каждом кубике подсчеты производились на трех плоскостях (верхней, боковой и передней). Прозрачные шлифы изготавливались из кусочков породы, остававшихся от выпиливания кубиков; кроме того, в ряде случаев прозрачные шлифы делались из самих кубиков после их испытаний с целью объяснения с точки зрения микроструктуры своеобразия в поведении некоторых образцов при испытании.

При определении крупности зерен доломита и кальцита в шлифе применялась следующая классификация Гиршвальда:

Макрокристаллические известняки (доломиты) с крупностью зерен	Выше 0.75 мм
Мезокристаллические	От 0.75 до 0.25
Микрокристаллические	» 0.25 » 0.01
Криптокристаллические	» 0.01 » 0.005
Целитоморфные	» 0.005 » 0.003

Ниже мы даем описание характера установленной нами неоднородности по микроструктурам в пределах каждой из указанных пород и того, как эта неоднородность сказывается на колебаниях ряда физико-механических их свойств.

Для лучшей сравнимости результатов настоящего исследования нами было произведено исследование в малых кубиках также и двух однородных пород, а именно — доломитизированного известняка № 341 и известняка № 352, описание которых также приводится ниже.

Доломит № 342

Т а б л и ц а 1

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное пространство (вес. %)	Коефф. насыщения	Коефф. фильтрации	Сопротивление раздаванию (кг/см ²)
				абсолютная	эффективная				
Валовой образец	10.6	2.853	2.534	13.4/11.5*	6.8	1.09	0.40	$0.188 \cdot 10^{-8}$	940
Пористая разность	5.0	2.844	2.500	13.0/12.1	10.25	2.41	0.57	$0.1 \cdot 10^{-6}$	980
Плотная разность	16.0	2.826	2.752	5.0/2.62	2.88	0.62	0.59	0	1370

Порода неоднородна: плотные участки чередуются с участками, обогащенными крупными зернами, повторяющими очертания фузулиновых раковин размером до 5—6 мм (по длине).

Пористая разность. По микроструктуре представляет собою агрегат доломитовых зерен ромбоэдрической или неправильной формы размером 0.06—0.20 и до 0.30 мм. Среди них в небольшом количестве видны остатки криноидей и крупные зерна вторичного кальцита (до 0.6—1.0 мм в поперечнике). Часть кальцита присутствует в виде мелких неправильной формы агрегатов микрокристаллических зерен. Внутри доломитовых зерен часты включения тонкозернистого кальцита.

Пористость этой разности значительная; характер пористости в аншлифе представлен на табл. I, фиг. 1; видны крупные поры, возникшие на месте разрушенных раковин, и между ними более мелкая пористость с размером пор 0.01—0.06 мм. Структура доломита синдетическая.¹

Плотная разность. Отличается от пористой разности лишь тем, что большинство пустоток от фузулин заполнено здесь вторичным мезо- и макрокристаллическим кальцитом, что и обуславливает снижение по-

* Здесь и при описании всех дальнейших образцов в числителе пористость по микроскопическим данным, а в знаменателе — по физическому методу определения.

¹ Зерна преобладающего доломита непосредственно соприкасаются между собою; среди них незначительное количество изолированных участков кальцита.

ристости породы на этих участках до 5%, вместо 13% для пористой разности. Преобладающий размер пор от 0.01 до 0.6 мм.

Структура, как и в пористой разности, остается здесь синдетической.

Валовой образец занимает по своей характеристике промежуточное положение между двумя выделенными разностями, причем некоторые константы приближаются к таковым для пористой разности или даже совпадают с ними.

Выделенные разности доломита № 342 дают картину довольно резкого различия по их свойствам. Значительно большей пористости второй разности отвечает и значительно большее водонасыщение, большая фильтрация и меньшая прочность. Относительное количество открытых пор в пористой разности несколько больше, чем в плотной. Отношение открытых пор к порам замкнутым, соединенным тонкими капиллярами, в обеих разностях одинаково. При наличии синдетической структуры и незначительного сравнительно колебания в содержании кальцита (от 5 до 16%) неоднородность породы главным образом выражается в различии отдельных участков по абсолютной (плотный образец от валового и пористого) и эффективной (валового от пористого) пористости. Первое различие сказывается на прочности породы и коэффициенте фильтрации, второе на коэффициенте фильтрации. Общий неравномерный характер распределения пор в доломите № 342 (табл. I, фиг. 1) сказывается независимо от различия в количестве их. В пористой разности скученность пор, а в плотной — скопления кальцита, заполняющего большинство пор, обуславливают значительные колебания цифр прочности по отдельным кубикам.

Таблица 2

Доломит № 344

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное водонасыщ. (вес. %)	Коефф. насыщения	Коефф. фильтрации	Сопротивление раздавливанию (кг/см ²)
				абсолютная	эффективная				
Валовой образец	14.2	2.822	2.560	9.5/9.3	5.1	0.57	0.28	$0.3045 \cdot 10^{-7}$	1040
Пористая разность	8.0	2.836	2.530	13.0/11.0	8.00	1.41	0.44	$0.3 \cdot 10^{-6}$	1030
Плотная разность	26.0	2.810	2.710	4.0/3.6	4.0	0.96	0.63	0	1465

Порода относится к тому же типу, что и № 342, т. е. состоит из более плотных и более пористых участков с крупными порами (до 4—5 мм по длинному размеру).

Пористая разность. По микроструктуре сходна с пористой разностью породы № 342. Отличительными чертами являются, во-первых, преобладание неправильной формы зерен доломита и, во-вторых, меньшее количество в № 344 микрозернистого кальцита.

Характер пористости этой разности передает табл. I, фиг. 2; видны крупные поры, иногда соединяющиеся канальцами.

Плотная разность. Основным отличием этой разности от пористой является заполнение крупных пор вторичным кальцитом (мезо- и макрозерна) и связанное с этим уплотнение породы. Местами внутри таких крупных образований кальцита присутствуют ромбоэдры доломита.

Структура пористой и плотной разностей синдетическая. Преобладающий размер пор от 0.01 до 0.10 мм.

Плотная разность характеризуется большей прочностью и большим относительным количеством открытых пор (коэффициент насыщения равен 0.63). Пористая разность обладает большим количеством пор, соединяющихся между собой тонкими каналами. Она дает по сравнению с плотной значительное снижение прочности и увеличение фильтрации. Валовой образец дает промежуточные показатели, приближаясь к пористой разности, за исключением меньших показателей для открытых пор.

Таблица 3

Доломит № 310

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободная насыщен. (вес. %)	Коефф. насыщения	Коефф. фильтрации	Сопротивле- ние разглажи- ванию (кг/см ²)
				абсолют- ная	эффек- тивная				
Валовой обра- зец	10.6	2.831	2.728	4.4/3.62	2.72	0.59	0.56	$0.1038 \cdot 10^{-7}$	2000
Светлая раз- ность . . .	24.0	2.811	2.773	1.4/1.35	1.85	0.49	0.70	0	1725
Темная раз- ность . . .	3.7	2.848	2.685	7.2/6.0	6.47	1.40	0.56	$0.45 \cdot 10^{-7}$	1644

Порода неоднородна как по своему внешнему виду, так и по микроструктуре. Макроскопически неоднородность выражается в чередовании более светлых и более темных участков.

Светлая разность. По микроструктуре представляет собою сильно доломитизированный органогенный известняк. Среди присутствующей в довольно значительном количестве фауны преобладают фузулины, сложенные пелитоморфным кальцитом, в значительной мере перекристаллизованным в крипто- и микрокристаллический кальцит. Присутствуют также криноидеи (монокристаллы кальцита) и в очень небольшом количестве обломки брахиопод.

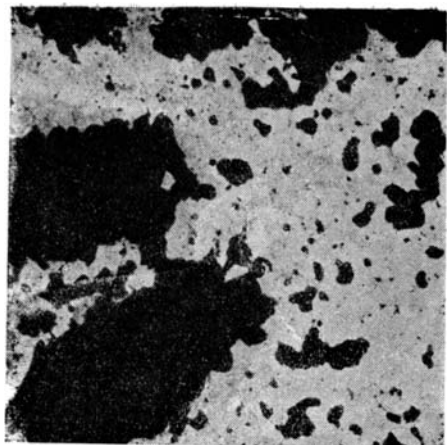
Основная масса светлой разности представляет собою агрегат из ромбоэдрических доломитовых зерен размером 0.05—0.25 мм, среди которых наряду с остатками фауны видны неправильной или удлиненой формы участки крипто- и микрокристаллического кальцита (по-видимому, это нацело перекристаллизованные фузулины). Внутри доломитовых зерен часта вкрапленность тонкозернистого кальцита.

Светлая разность породы имеет ничтожную пористость, как это представлено на микрофото аншлифа (табл. I, фиг. 3). Преобладающий размер пор 0.01—0.14 мм.

Структура этой разности диспергентная: отдельные зерна и агрегаты зерен доломита разобщены участками кальцита (табл. I, фиг. 4 — после травления аншлифа HCl).

Темная разность. Отличается от светлой разности почти полным отсутствием фауны; следы последней сохранились лишь в виде мелких участков пелито- и криптокристаллического кальцита среди общей массы из доломитовых зерен; в несколько большем количестве присутствуют среди доломита пятнистые участки микрокристаллического кальцита. Структура темной разности синтетическая.

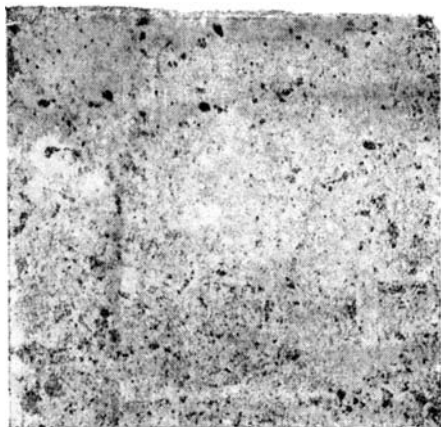
Вторым отличием темной разности от светлой является значительно большая пористость первой, что очень хорошо подтверждается сравне-



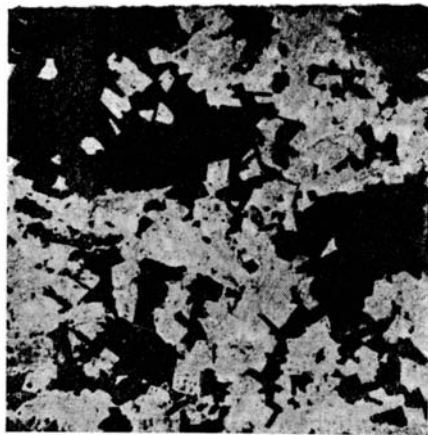
Фиг. 1. Характер пористости в пористой разности доломита № 342. Отраженный свет. $\times 17$



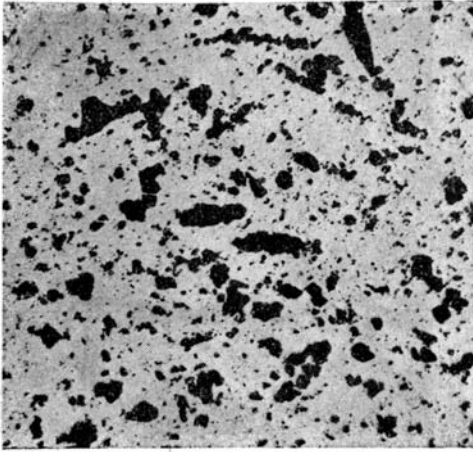
Фиг. 2. Характер пористости в пористой разности доломита № 344. Отраженный свет. $\times 17$



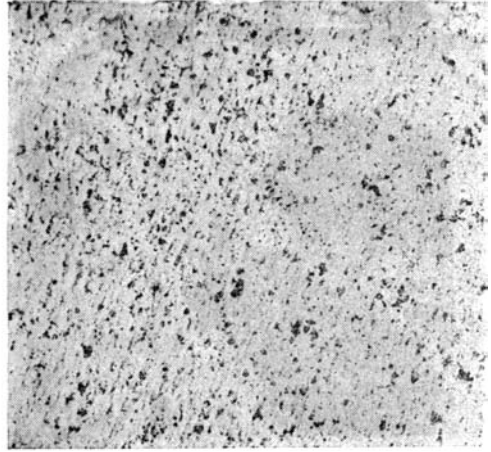
Фиг. 3. Характер пористости в светлой разности доломита № 340. Отраженный свет. $\times 17$



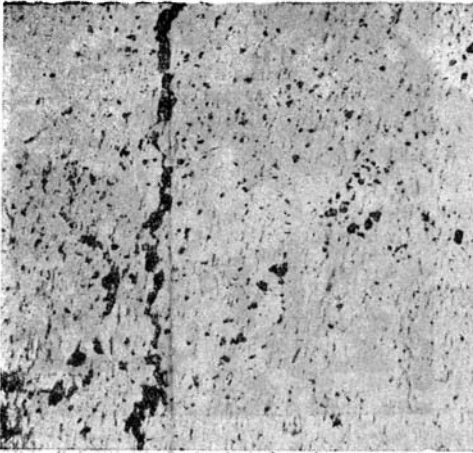
Фиг. 4. Диспергентная структура в светлой разности доломита № 340. Травление аншлифа HCl. Отраженный свет. $\times 17$



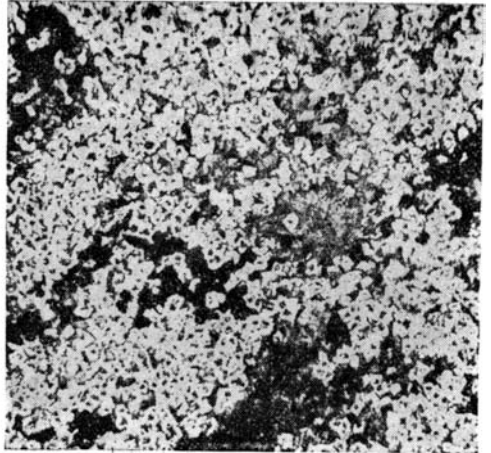
Фиг. 5. Характер пористости в темной разности доломита № 340. Отраженный свет. $\times 17$



Фиг. 6. Характер пористости в светлой разности доломита № 345. Отраженный свет. $\times 17$



Фиг. 7. Соединение мелких пор в цепочки в светлой разности доломита № 345. Отраженный свет. $\times 17$



Фиг. 8. Диспергентная структура в светлой разности доломита № 345. Травление аншлифа HCl. Отраженный свет $\times 17$

нием микрофото табл. II, фиг. 5 для темной разности (аншлиф до травления) с табл. I, фиг. 3 для светлой. На темных участках порода № 340 более грубозерниста; наряду с более мелкими порами (0.01—0.30 мм) встречаются участками и более крупные поры, размером 0.5—1.0 мм.

Травление HCl аншлифов темной разности почти не изменяет картины, что вполне согласуется с весьма небольшим содержанием здесь кальцита (3.7%).

Сравнивая валовую характеристику с характеристикой разностей, можно видеть, что все физические показатели первой носят промежуточный характер по отношению к показателям последних. Механическая же прочность оказывается у валового образца выше, что согласуется, с одной стороны, с наличием в нем синдетической структуры, обуславливающей его большую прочность по сравнению со светлой разностью и, с другой — с его большей плотностью по сравнению с темной разностью.

Сравнивая выделенные разности доломита № 340 между собой, видим, что темная разность, несмотря на свою большую пористость, дает ту же прочность вследствие своей синдетической структуры. Коэффициент фильтрации ее выше коэффициента фильтрации светлой разности, что вполне отвечает ее большей пористости и водопоглощению. Судя по низкому коэффициенту насыщения, поры темной разности носят не вполне открытый характер, а соединяются чаще тонкими капиллярами. В светлой же разности преобладают открытые поры.

Таблица 4

Доломит № 345

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное водонасыщен. (вес. %)	Кэфф. насыщения	Кэфф. фильтрации	Сопротивление разрыванию (кг/см²)
				абсолютная	эффективная				
Валовой образец	10.5	2.839	2.622	5.1/7.63	4.97	1.57	0.80	$0.7052 \cdot 10^{-7}$	1520
Светлая разность	23.0	2.814	2.636	5.0/7.0	6.9	2.16	0.81	$0.5 \cdot 10^{-7}$	1580
Темная разность	1.0	2.851	2.763	4.0/3.1	3.1	0.60	0.51	0	2320

Неоднородность породы выражается в чередовании в ней более темных и более светлых участков.

Светлая разность. Состоит из агрегата доломитовых зерен размером 0.04—0.20 мм. В прозрачном шлифе порода имеет пятнистый вид благодаря присутствию внутри большинства доломитовых зерен скоплений из пелито-, крипто- и микрокристаллического кальцита, а также в связи с наличием между доломитовыми зернами участков подобного же мелкозернистого кальцита. Присутствуют прожилки и участки вторичного мезо- и макрокристаллического кальцита, нередко захватывающие в себя ромбоэдры доломита. Немногочисленные остатки сохранившейся фауны в виде криноидей и фузулин. Отдельные пятнистые выделения бурых окислов железа. В очень небольшом количестве на отдельных участках, содержащих вторичный крупнозернистый кальцит, наблюдаются выделения кварца в виде идиоморфных зерен.

Травление аншлифа HCl хорошо выявляет диспергентную структуру этой разности, изображаемую микрофото табл. II, фиг. 8.

Пористость светлой разности сравнительно невелика. Преобладают очень мелкие поры, как это видно на микрофото табл. II, фиг. 6. Местами, однако, эти мелкие поры соединяются в каналцы (табл. II, фиг. 7). Преобладающий размер пор 0.01—0.06 мм.

Темная разность. По микроструктуре представляет собой почти чистый доломит с мраморовидной структурой, состоящей из неправильных зерен с преобладающим размером 0.06—0.16 мм. Такая структура обуславливает прочную связь между зернами доломита. Включения мелкозернистого кальцита в зернах доломита здесь, в противоположность светлой разности, незначительны.

Немногочисленные остатки фауны в виде криноидей и единичные зерна вторичного кальцита. Характер пористости темной разности передает микрофото аншлифа табл. III, фиг. 9. Преобладающий размер пор 0.01—0.11 мм. Травление аншлифа HCl не изменяет картины, что связано с почти полным отсутствием в темной разности кальцита и с чисто синтетической ее структурой.

В этой породе неоднородность заключается только в различном содержании кальцита и в неодинаковом характере пористости. Валовой образец по характеру пористости и по прочности ближе к светлой, богатой кальцитом разности.

Темная разность, бедная кальцитом, дает значительно большую прочность, главным образом благодаря большей однородности материала и более прочной связи доломитовых зерен между собой.

То, что здесь пористость не определяет собой решающим образом прочность, доказывают значения приведенной прочности, остающейся и в этом случае значительно более высокой у темной разности — 2853 кг/см² против 2369 кг/см² светлой разности. Пористость темной разности характеризуется меньшим как относительным, так и абсолютным количеством открытых пор. Понижение удельного веса частично обусловлено присутствием кварца.

Таблица 5

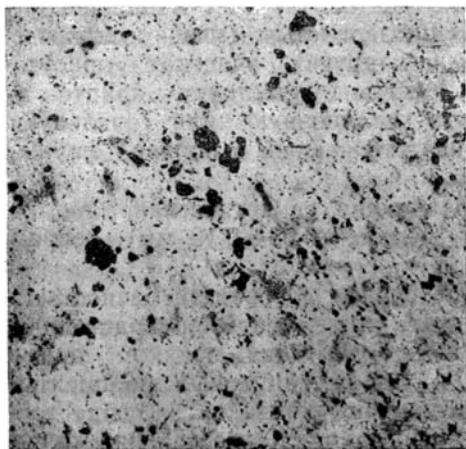
Доломит № 343

Образцы	Содержание кальцита (в %)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное волонащ. (вес. %)	Коэф. насыщения	Коэф. фильтрации	Сопротивление раздавливанию (кг/см ²)
				абсолютная	эффективная				
Валовой образец	17	2.822	2.683	4.5/4.91	4.2	1.06	0.63	$0.187 \cdot 10^{-9}$	2050
Светлая разность	13	2.851	2.729	3.0/4.28	4.63	1.32	0.77	Ничтожн.	2471* 2439** 1295***
Темная разность	8	2.810	2.697	5.0/4.02	4.8	0.87	0.48	»	2250
То же с жеодами кальцита	26	2.826	2.687	5.0/4.82	4.44	0.94	0.56	0	1610

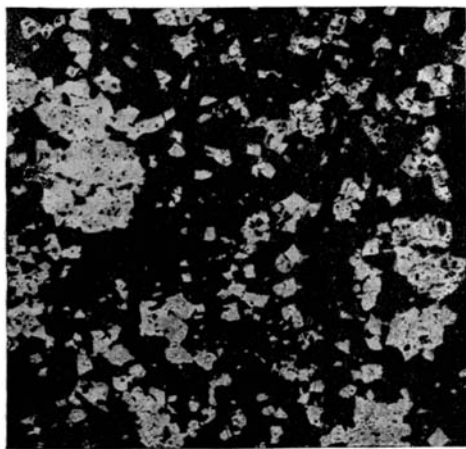
* Сопротивление раздавливанию для сухих образцов.

** Сопротивление раздавливанию для насыщенных образцов.

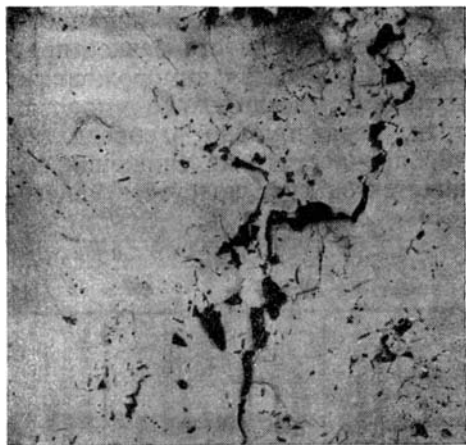
*** Сопротивление раздавливанию для образцов после их замораживания.



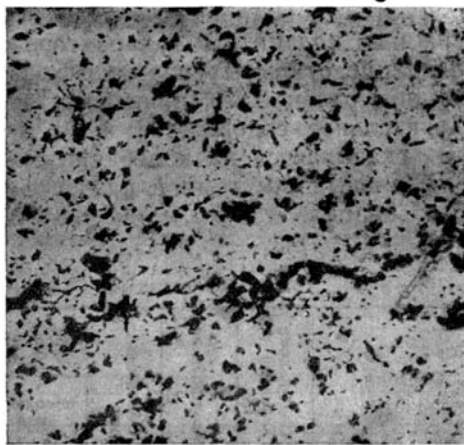
Фиг. 9. Характер пористости в темной разности доломита № 345. Отраженный свет. $\times 17$



Фиг. 10. Диспергентная структура светлой разности доломитизированного известняка № 349. Травление аншифа HCl. Отраженный свет. $\times 17$



Фиг. 11. Характер соединяющихся пор в светлой разности доломитизированного известняка № 349. Отраженный свет. $\times 45$.



Фиг. 12. Характер соединяющихся пор в : доломитизированном известняке № 341. Отраженный свет. $\times 45$

По внешнему виду в породе выделяются участки более светлые и более темные, причем последние местами обогащены жеодами кальцита размером до нескольких сантиметров в поперечнике.

Светлая разность. Неравномернозернистый агрегат из доломита и кальцита. Среди основной массы из доломитовых зерен размером 0.04—0.20 мм располагаются неправильной формы участки, обогащенные или крипто- и микрокристаллическим кальцитом (за счет нацело перекристаллизованной фауны), или же крупнозернистым (мезо- и макро-) вторичным кальцитом. Как в тех, так и в других участках присутствуют также и доломитовые зерна. Местами участки крипто- и микрокристаллического кальцита имеют удлинненную или овальную форму, как бы повторяя очертания присутствовавшей в породе фауны (водоросли?).

Структура светлой разности преобладающе синдетическая.

Пористость незначительная; поры мелкие (0.03—0.19 мм), неправильной формы.

Темная разность. По микроструктуре сходна со светлой разностью; здесь лишь незначительно возрастает роль крипто- и микрокристаллического кальцита, сохраняющего местами очертания целиком перекристаллизованной фауны (водоросли?). Видны единичные фрагменты криноидей. В участках и прожилках вторичного кальцита наблюдается выделение идисморфных зерен кварца, включающих в себя зерна кальцита и доломита.

В темной разности преобладает синдетическая структура.

Пористость близка к пористости светлой разности; поры несколько крупнее, чем в светлой разности (до 0.35 мм в поперечнике).

Темная разность с жеодами кальцита. По микроструктуре, количеству и характеру пор сходна с темной разностью (не обнаружен лишь кварц в изученных шлифах). Благодаря присутствию жеоид кальцита его содержание здесь повышается до 26%. Кальцит в жеодах преобладает мезо- и микрокристаллический. Преобладающий размер пор 0.01—0.20 мм.

В этой породе неоднородность заключается только в различном содержании кальцита и в характере пор. В светлой разности резкое преобладание открытых пор (коэффициент насыщения для замороженных кубиков равен 0.85) привело к значительному воздействию мороза. Значительное содержание жеоид кальцита, неравномерно распределенных, сказывается на колебании значений прочности и на снижении ее.

Удельный вес темной разности снижается за счет присутствующего в ней кварца.

Таблица 6.

Доломитизированный известняк № 349

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное водонасыщ. (вес. %)	Коэфф. насыщения	Коэфф. фильтрации	Сопротивление разрыванию (кг/см²)
				абсолютная	эффективная				
Валовой образец	35	2.815	—	4	4.78	1.11	0.57	$0.7236 \cdot 10^{-7}$	1150
Светлая разность	62	2.782	2.708	2.8/2.9	3.51	1.04	0.80	—	1800
Темная разность	2	2.840	2.755	3.2/3.0	3.16	0.42	0.37	—	2680

Порода неоднородна по внешнему виду; в ней сочетаются более светлые участки доломитизированного известняка с темными участками почти чистого доломита.

Светлая разность. Значительно доломитизированный органогенный известняк. Из фауны сохранились водоросли (трубчатые продольные и округлые радиальнолучистые поперечные разрезы), фузулины и реже — криноидеи.

Остатки фузулиновых раковин сложены пелитоморфным кальцитом, частью, особенно около камер и полостей, перекристаллизованным в крипто- и микрокристаллический кальцит. В эту мелкозернистую кальцитовую массу вкраплены отдельные зерна или агрегатные скопления ромбоэдров доломита размером 0.04—0.17 мм.

Структура светлых участков диспергентная, как это представлено на табл. III, фиг. 10.

Пористость весьма незначительная, но поры иногда соединяются в цепочки (табл. III, фиг. 11).

Темная разность. Состоит из агрегата доломитовых зерен неправильной, реже ромбоэдрической формы; среди них в небольшом количестве присутствуют микрозернистый кальцит и единичные фрагменты криноидей.

Структура темной разности синдетическая.

Пористость, как и в светлой разности, незначительная; поры мелкие (0.017—0.070 и до 0.17 мм), изолированные.

Выделенные разности при одинаковой степени пористости отличаются друг от друга содержанием кальцита, структурой, характером и расположением пор. Это отличие сильно сказывается и на различии прочности этих разностей. Большее содержание кальцита и диспергентная структура приводят к заметному снижению прочности. Им же сопутствует и большее количество открытых пор. При общей незначительной пористости и близком значении количества доступных для воды пор — (3.5% для светлой и 3.1% для темной) свободное насыщение и коэффициент насыщения значительно ниже в темной разности с изолированными порами, чем в светлой с порами, соединяющимися в цепочки.

Коэффициент фильтрации, повидимому, должен быть невысок в обеих разностях и не должен отличаться от коэффициента валового образца.

Таблица 7

Доломитизированный известняк № 341

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное водонасыщ. (вес. %)	Коэфф. насыщения	Коэфф. фильтрации	Сопротивление раздавливанию (кг/см ²)
				абсолютная	эффективная				
Крупные . . .	43	2.838	2.638	4.0/7.0	6.8	2.18	0.84	$0.7668 \cdot 10^{-8}$	1600
Малые	34	2.829	2.693	5.5/4.8	4.9	1.63	0.83	$0.945 \cdot 10^{-8}$	1870

Порода однородная. Она, как и светлая разность № 349, представляет собою сильно доломитизированный известняк с остатками плохо сохранившейся фауны в виде удлинённых трубчатых или округлых и овальных образований (водоросли?), сложенных пелитоморфным каль-

цитом, значительно перекристаллизованным в крипто- и микрозернистый кальцит; присутствуют также немногочисленные остатки криноидей.

В этой тонкозернистой кальцитовой массе равномерно распределены отдельные ромбоэдры доломита (размером 0.03—0.10 мм) или мелкие их скопления, что обуславливает равномерно диспергентную структуру породы. Внутри доломитовых ромбоэдров часты включения мелкозернистого кальцита, иногда присутствующего и во внешних частях зерен доломита. Присутствуют сравнительно крупные зерна вторичного кальцита размером 0.06—0.08 и до 0.10—0.30 мм, часто включающие в себя зерна доломита.

Пористость породы невелика, но мелкие поры нередко сливаются вместе, образуя извилистые тонкие каналы, как это представлено на табл. III, фиг. 12. Преобладающий размер пор 0.017—0.085 мм.

Несколько большая прочность малых образцов объясняется несколько большей их плотностью. В остальном имеем достаточно устойчивую характеристику породы. Высокий коэффициент насыщения обусловлен, очевидно, характером пор: преобладанием среди доступных для воды пор — пор открытых.

Таблица 8

Известняк органогенный № 352

Образцы	Содержание кальцита (%)	Удельный вес	Объемный вес	Пористость (%)		Свободное водонасыщ. (вес. %)	Коэфф. насыщения	Коэфф. фильтрации	Сопротивле- ние разрыв- ванию (кг/см ²)
				абсолют- ная	эффек- тивная				
Крупные . . .	100	2.69	2.25	18.0/16.5	16.1	4.93	0.68	$0.5844 \cdot 10^{-6}$	645
Малые	100	2.76	2.24	17.0/19.0	17.8	5.74	0.71	$0.7679 \cdot 10^{-6}$	712

Порода однородная; представляет собою фузулиновый известняк. Наряду с фузулинами, но в значительно меньшем количестве, присутствуют криноидеи, водоросли, кораллы, обломки раковин брахиопод. Цементирующая фауна масса кальцита состоит из крипто- и микрокристаллических зерен.

Раковины фузулин слагаются пелитоморфным кальцитом, частично, особенно по стенкам камер и по поверхности раковин, перекристаллизованным в микрокристаллический кальцит.

Очень немногочисленны более крупные зерна вторичного кальцита размером от 0.8 до 0.17 мм.

Порода имеет лишь слабые следы доломитизации в виде весьма редких ромбоэдров доломита во внутренних каналах криноидей. В очень небольшом количестве присутствуют сферолитовые образования кварца.

Пористость породы значительная, причем нередко сообщающиеся поры размером 0.06—0.20 мм.

Из приведенного описания видно, что в большинстве неоднородных пород удалось выделить достаточно однородные участки (разности). Критерием здесь может служить выдержанность значений содержания кальцита, величины и характера пористости (а следовательно и объемного веса) в средних числовых показателях для кубиков разных состояний (сухих, насыщенных и подвергавшихся действию мороза).

Таблица 9

Колебания минералогического состава и физических свойств однородных разностей

№ породы	Выделенная однородная разность породы	Пористость (%)	Содержание кальцита (%)	Объемный вес	Свободное насыщение (вес. %)	Коэффициент насыщения	Коэффициент фильтрации
340	Светлая	1.1—1.6	24—30	2.771—2.775	0.43—0.55	0.65—0.79	0
	Темная	5.7—9.6	2.5—3.0	2.652—2.717	0.94—1.86	0.51—0.60	$0.п \cdot 10^{-7}$
342	Плотная	3.8—7.5	15—16	2.748—2.756	0.55—0.72	0.49—0.87	0
	Пористая	11.5—13.0	3.5—5.0	2.499—2.502	2.23—2.57	0.55—0.60	$0.п \cdot 10^{-7}$
343	Светлая	1.7—3.5	13—16	2.726—2.731	1.23—1.37	0.70—0.85	Ничтожный
	Темная	5.0—6.0	7—8	2.688—2.706	0.74—0.97	0.43—0.53	От 0 до ничтожного
	Темная с жеодами	4.0—5.0	26—30	2.662—2.713	0.75—1.13	0.54—0.58	0
344	Плотная	4.0—6.0	25—34	2.689—2.730	0.71—1.16	0.54—0.71	0
	Пористая	12.0—15.0	6.0—10.5	2.517—2.539	1.23—1.63	0.41—0.47	$0.п \cdot 10^{-7}$
345	Светлая	4.0—6.0	22—25	2.630—2.639	2.04—2.26	0.80—0.82	От ничтожного до $0.5 \cdot 10^{-7}$
	Темная	3.0—4.0	0—2	2.738—2.788	0.47—0.71	0.48—0.54	0
349	Светлая	2.8	60—62	2.703—2.714	0.97—1.08	0.80—0.85	—
	Темная	3.2	0.3	2.754—2.758	0.34—0.55	0.27—0.43	—

Идеальной однородности достигнуть, конечно, невозможно, тем более, что самый метод работы на малых образцах неизбежно усиливает влияние на физико-механические показатели даже небольших различий в характере вещества отдельных образцов. Тем не менее, как показывает вышеприводимая табл. 9, только для двух разностей (№ 340 темной и № 344 плотной) обнаруживается некоторое расхождение указанных выше средних значений. Для остальных же, в особенности для разностей № 340 светлой, № 342 пористой, № 343 светлой, № 345 светлой и № 349 светлой эти показатели колеблются незначительно. По этой же таблице можно оценить и степень неоднородности изученных крупных штуфов, сравнивая между собой крайние значения любых показателей из всех выделенных разностей каждого штуфа. Колебания этих значений во всех случаях несравненно значительнее колебаний внутри каждой разности. В согласии с достигнутой степенью однородности получаем и степень устойчивости показателей прочности. Коэффициент фильтрации остается достаточно устойчивым во всех выделенных разностях (см. табл. 10).

Таблица 10

Колебания прочности и фильтрации в однородных разностях

№ породы	Разность	Лучшие образцы по достигнутой однородности		порода	разность	Худшие образцы по достигнутой однородности	
		врем. сопротивл. раздавливанию (кг/см ²)	коэфф. фильтрации			врем. сопротивл. раздавливанию (кг/см ²)	коэфф. фильтрации
340	Светлая . .	1700—1740	Не фильтр.	340	Темная . .	1870—1200	0.п.10 ⁻⁷
342	Пористая . .	890—1150	0.п.10 ⁻⁷	344	Плотная . .	1800—1200	Не фильтр.
343	Светлая . .	2440—2470*	Не фильтр.				
345	» . .	1570—1670	0.п.10 ⁻⁷				
349	» . .	1965—1887*	0.п.10 ⁻⁷				

Из табл. 9 видно также: 1) что при одинаковой пористости абсолютное количество открытых пор или, иначе, свободное насыщение возрастает в различных разностях данной породы параллельно увеличению содержания кальцита (породы № 343, 345, 349) и 2) коэффициент насыщения, т. е. относительное количество открытых пор, во всех разностях каждой породы возрастает с ростом процента кальцита.

Оценивая результаты исследования пород, разбитых на однородные разности, в сравнении с результатами валового исследования тех же пород, можно видеть, что в большей своей части последние занимают промежуточное положение в отношении первых, приближаясь в большей или меньшей степени к числовым показателям то одной, то другой однородной разности.

В пористых разностях образцов № 342 и 344 получается значительное увеличение коэффициента фильтрации, что должно несколько снизить оценку качества этих пород. В светлой разности и в разности с жеодами кальцита обр. № 343 выявляются также некоторые признаки, снижающие качество валового образца: светлая разность обнаруживает вследствие специфического характера пористости, обуславливаю-

* Взяты значения для образцов сухих и насыщенных водой; временное сопротивление раздавливанию образцов, испытанных замораживанием, несколько снизилось вследствие потери прочности от физического воздействия.

щего высокий коэффициент насыщения, значительное снижение от действия мороза; разность с жеодами кальцита дает снижение прочности вследствие своей неоднородности, вызванной наличием жеод. В образцах № 345 и 349 замечается обратное явление: в темных разностях этих пород наблюдается повышение прочности и снижение фильтрации по сравнению с валовыми образцами вследствие меньшей пористости и большей степени доломитизации.

Таким образом, не изменяя сколько-нибудь радикально общей прежней оценки качества исследованных пород, выявление свойств выделенных в них однородных разностей все же вносит коррективы и уточнения в эту оценку.

Из приводимого сопоставления характеристики валовых образцов и выделенных из них однородных разностей видно, что на качество породы значительное влияние оказывает их плотность, характер пористости, структура, количество и характер распределения кальцита.

Если попытаться разобраться более детально в этих соотношениях, то целесообразно выделить два основных и практически важных показателя качества пород — прочность и устойчивость (сопротивление физической и химической агрессии). Соответственно можно наметить, на основании выявившейся общей картины соотношений петрографической и физико-механической характеристики, следующую схему разбивки факторов, определяющих каждый из этих показателей качества данных пород.

Прочность

(характеризуется временным сопротивлением раздавливанию)

Факторы, определяющие прочность:

1. Плотность (количество пор)
2. Степень равномерности распределения пор
3. Структура (взаимоотношения кальцита и доломита)
4. Содержание кальцита, его характер и распределение
5. Характер сцепления зерен

Устойчивость

(характеризуется коэффициентом фильтрации, структурой, потерей прочности при насыщении и после действия мороза)

Факторы, определяющие устойчивость:

1. Величина и характер пористости (соотношение различных видов пористости между собой: открытой, эффективной, общей)
2. Синдетическое или диспергентное расположение зерен доломита и наличие или отсутствие пелитоморфных частей

Можно заранее предположить, что не все из перечисленных факторов обеих групп имеют одинаковое значение. При анализе влияния каждого из перечисленных факторов естественно начинать с плотности или пористости как фактора, обуславливающего в какой-то степени и прочность и устойчивость пород и часто всецело определяющего в однотипных, но в разной степени пористых породах различие в их физико-механических свойствах.

Располагая породы по снижающейся пористости, получаем следующий ряд цифр (табл. 11).

При рассмотрении этой таблицы видно, что из общего закономерного возрастания прочности по мере снижения процента пористости выпадают 5 пород: № 343 с жеодами, № 344 и 342 плотные и № 349 и 340 светлые. Прочность первых трех пород снижается благодаря присутствию вторичного мезо- и макрокристаллического кальцита, неравномерно распределенного и создающего неоднородность породы, сказывающейся на величине временного сопротивления раздавливанию. Разности же № 349 и 340 светлые теряют в прочности в связи с резко выраженной диспергентной структурой.

Зависимость прочности от пористости

№ породы	Разность	Пористость (%)	Временное сопротивление раздавливанию (кг/см ²)	Содержание кальцита (%)
352	—	18	700	100
342	Пористая	12	980	5
344	»	11	1030	8
345	Светлая	7	1580	23
341	—	6	1700	38
340	Темная	6	1730	3.7
343	С жеодами	4.8	1610	2.6
343	Светлая	4.3	2450	13
343	Темная	4	2250	8
344	Плотная	3.6	1465	26
345	Темная	3.1	2220	1
349	»	3	2610	2
349	Светлая	2.9	1800	12
342	Плотная	2.62	1370	16
340	Светлая	1.35	1725	24

Остальные 10 пород группируются по степени их пористости в три группы, как это видно из табл. 12.

Таблица 12

Группировка пород по взаимоотношениям пористости и прочности

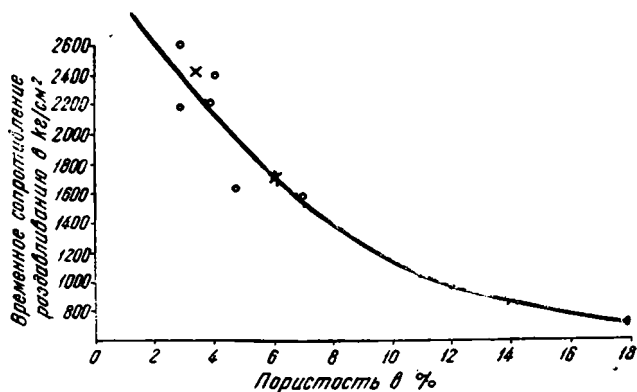
Группы	Количество разностей в группе	Крайние значения пористости (%)	Среднее значение пористости (%)	Крайние значения времени, сопротивл. раздавливанию (кг/см ²)	Среднее значение времени, сопротивл. раздавливанию (кг/см ²)
I	3	11—18	14	700—1000	900
II	3	6—7	6	1580—1730	1670
III	4	3—4	3.5	2250—2680	2425

На основании этих данных построен график фиг. 3.

Из таблицы и графика видно, что в тех случаях, когда влияние пористости не затемняется присутствием вторичного неравномерно распределенного кальцита или диспергентной структуры, мы получаем совершенно ясную зависимость прочности наших пород от пористости.

Для того чтобы яснее установить влияние структуры, мы воспользовались методом Гиршвальда приведения временного сопротивления, полученного из опыта, к сопротивлению абсолютно плотного тела, исключая таким образом маскирующее влияние пористости. Полученные по этому методу значения прочности могут быть сравниваемы между собой только для тел с одинаковым характером пористости. На этом основании разности пород № 342 и 344 пришлось исключить из сравнительного сопоставления приведенной прочности и структуры как пород с резко выраженной отрицательно-фузулиновой пористостью, так же как и породу № 340 темную, обладающую неравномерно распределенной крупной пористостью. Также не фигурирует в таблице разность с жеодами № 343 как давшая пониженную прочность вследствие присутствия жеод, на что было указано при рассмотрении табл. 11.

В табл. 13 породы расположены в порядке снижающегося приведенного временного сопротивления раздавливанию.



Фиг. 3. Влияние пористости на прочность

Таблица 13

Зависимость приведенного временного сопротивления раздавливанию (R_r) от состава и структуры породы

№ породы	Разность	R_r (кг/см ²)	Содержание кальцита (%)	Структура	Характер кальцита
349	Темная	3273	2	Синдетическая	Микрокристаллический
343	Светлая	3247	13	»	От крипто- до макрокристаллического
343	Темная	2959	8	»	То же
345	»	2853	1	»	Крипто- и микрокристаллический
341	»	2585	38	Диспергентная	От пелитоморфного до микрокристаллического
345	Светлая	2369	23	равномерная	То же
349	»	2125	62	Диспергентная	Преобладает пелитоморфный, присутствует крипто- и микрокристаллический
340	»	1900	24	»	Преобладает пелитоморфный, присутствует микрокристаллический
352	»	1604	100	Органогенная	Пелитоморфный и микрокристаллический

Табл. 13 показывает совершенно определенную обусловленность прочности структурой, т. е. взаимоотношением кальцита и доломита для более или менее равномерно зернистых и равномерно пористых пород. Породы с синдетической структурой имеют приведенную прочность около 3000 кг/см². С появлением диспергентной структуры прочность приближается к 2000 кг/см². В чистом известняке она понижается до 1600 кг/см². Естественно, что наличие первого или второго типа структур связано с количеством содержащегося в породе кальцита. В наших породах содержание кальцита от 13% и ниже обеспечивает наличие синдетической структуры, выше 23% — диспергентной. Интересно отметить, что с повышением степени доломитизации в породах исчезает пелитоморфный кальцит, как это явствует из табл. 13; в породах с синдетической структурой он не играет заметной роли. Тенденция

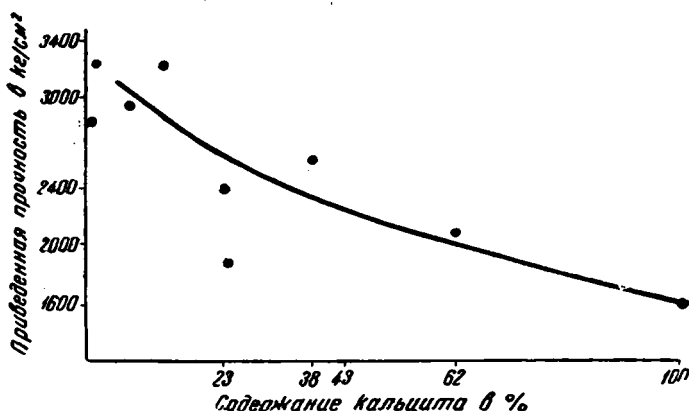
Сопоставление коэффициента фильтрации с пористостью и другими показателями физических свойств пород

№ породы	Разность	Общая пористость (%)	Открытая пористость (%)	Эффективная пористость (%)	Коэффициент фильтрации	Структура	Количество и характер кальцита	Коэффициент насыщения	Объемный вес	Граничающие значения объемного веса
352	—	18	13	17	$0.7 \cdot 10^{-6}$	Органогенная, частично перекристаллизованная	100% Пелитоморфный и микрокристаллический	0.70	2.25	—
342	Пористая	12	6	10.25	$0.1 \cdot 10^{-6}$	Синдетическая	5% От микро- до макрокристаллического	0.57	2.50	—
344	»	11	3.5	8	$0.3 \cdot 10^{-6}$	»	8% От микро- до макрокристаллического	0.44	2.53	2.60
345	Светлая	7	5.7	6.9	$0.5 \cdot 10^{-7}$	Диспергентная	23% От пелитоморфного до макрокристаллического	0.81	2.64	—
341	»	6	5	5.85	$0.86 \cdot 10^{-6}$	»	38% От пелитоморфного до микрокристаллического	0.85	2.66	—
340	Темная	6	3.75	6.5	$0.45 \cdot 10^{-7}$	Синдетическая	3.7% От пелитоморфного до микрокристаллического	0.56	2.68	2.70
348	С жеодами	4.8	2.53	4.44	0	»	26% В жеодах мезо- и макрокристаллический. В основной массе — от пелитоморфного до микрокристаллического	0.56	2.69	—

343	Светлая	4.3	3.6	4.6	Ничтожный	Синдетическая	От крипто- до 13% ско- макрокристалличе-	0.77	2.73	—
343	Темная	4.0	2.4	4.8	»	»	От крипто- до 8% ско- макрокристалличе-	0.48	2.70	—
344	Плотная	3.6	2.6	4.0	0	»	От микро- до 26% ско- макрокристалличе-	0.63	2.71	—
345	Темная	3.1	1.66	3.1	0	»	Крипто- и микрокристаллический 1%	0.51	2.76	—
349	»	3	1.16	3.16	—	»	Микрокристаллический 2%	0.37	2.76	—
349	Светлая	2.9	2.80	3.50	—	Диспергентная	Преобладает пелигоморфный, при- сутствует крипто- и микрокри- сталлический 62%	0.80	2.71	—
342	Плотная	2.62	1.70	2.88	0	Синдетическая	От микро- до 16% ско- макрокристалличе-	0.59	2.75	—
340	Светлая	1.35	1.35	1.35	0	Диспергентная	Преобладает пелитоморфный, при- сутствует микрокристаллический 24%	0.70	2.77	—

к снижению прочности с увеличением содержания кальцита иллюстрируется графиком фиг. 4.

Переходя теперь к рассмотрению факторов, определяющих степень устойчивости наших пород, прежде всего надо остановиться на влиянии величины и характера пористости как фактора, определяющего в основном возможность воздействия на породы воды и растворов, которые, как известно, являются основными агентами или посредниками как физической, так и химической агрессии.



Фиг. 4. Связь между прочностью и содержанием кальцита

В табл. 14 приведены данные, характеризующие пористость пород, и данные по их фильтрации, структуре, характеру кальцита и коэффициенту насыщения.

Из табл. 14 следует, что в отношении фильтруемости наблюдается ясная зависимость от всех видов пористости, значения которых в данном случае изменяются в одном и том же направлении. Все данные этой таблицы можно сгруппировать в следующем виде (табл. 15):

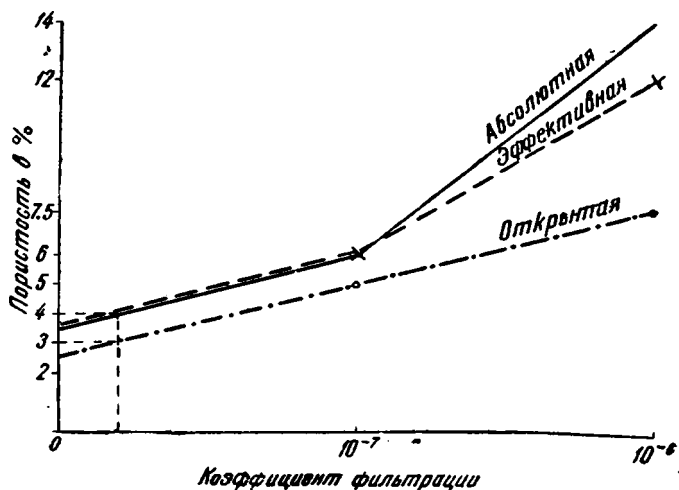
Таблица 15

Группа	Количество разностей в группе	Общая пористость (%)		Эффективная пористость (%)		Открытая пористость (%)		Коефф. фильтрации
		крайние значения	среднее	крайние значения	среднее	крайние значения	среднее	
I	3	18—11	14	17—8	12	13—3.5	7.5	$0.п \cdot 10^{-6}$
II	3	7—6	6	7—6	6	6—4	5	$0.п \cdot 10^{-7}$
III	7	5—1.5	3.5	5—1.5	3.5	3.5—1	2.5	0

По данным табл. 15 построен график фиг. 5.

Из таблицы и графика видно, что при значении пористости ниже 4% для общей и эффективной и 3% для открытой, мы в данном типе пород не будем иметь сколько-нибудь заметной фильтрации, если же принять допустимость фильтрации до значения коэффициента $0.п \cdot 10^{-7}$, то такими граничащими величинами будут соответственно 6 и 5%. Таким образом, для пород данного типа — фузулино-водорослевых доломитизированных известняков, при наличии изменения всех видов пористости в одном направлении, для первоначальных соображений о харак-

тере фильтрации можно пользоваться или определением в них свободного водонасыщения (его значение не должно быть $> 5\%$ по объему), или, что еще проще, определением объемного веса. Последний является здесь в основном функцией общей пористости и соотношения кальцита и доломита, и хотя вследствие этого не дает точно закономерных изменений с изменением пористости, но, как видно из табл. 14, своими значениями довольно точно отграничивает породы, нефiltrующие (объемный вес > 2.70), породы фильтрующие в допустимой степени (объемный вес $2.70-2.60$) и породы сильно фильтрующие (объемный вес < 2.60).



Фиг. 5. Зависимость величины коэффициента фильтрации от пористости

Если сопоставить данные табл. 14 по коэффициенту насыщения с характером структуры, то получим следующие соотношения (табл. 16):

Таблица 16
Зависимость коэффициента насыщения от структуры

№ породы	Ранность	Структура	Общая пористость (%)	Кэфф. насыщения	Среднее значение кэфф. насыщения для поров с синтетич. и диспергентной структурой	Среднее содержание кальцита (%)
34	Пористая	Синдетическая	12	0.57	0.55	11/7*
344	»		11	0.44		
340	Глинистая		6	0.56		
343	С жилами		4.8	0.56		
343	Светлая		4.3	0.77		
343	Темная		4.0	0.48		
344	Плотная		3.6	0.63		
345	Темная		3.1	0.51		
349	»	Диспергентная	3.0	0.37	0.79	37
34	Плотная		2.62	0.69		
345	Светлая		7	0.81		
341	»		6	0.85		
349	»		2.9	0.0		
340	»		1.35	0.70		

* Цифра 7% для содержания кальцита получается в том случае, если мы не будем учитывать вторичного крупнозернистого кальцита жеод и отрицательно-фузулиновых пустот.

Из табл. 16 видно, что в разностях с синдетической структурой коэффициент насыщения всюду, за исключением светлой разности № 343, ниже 0.65, а в разностях с диспергентной структурой чаще приближается к 0.80.

Значительная величина коэффициента фильтрации может быть поставлена с возможным агрессивным действием воды и растворов, проникающих в поры породы.

Наибольшую опасность представляют, с этой стороны, породы, обладающие диспергентной структурой и содержащие пелитоморфный кальцит, в силу значительно меньшего сопротивления химической агрессии кальцита по сравнению с таковым доломита. В этом отношении только светлая разность породы № 345 и чистый известняк № 352 могут внушать некоторые опасения.

Высокий коэффициент насыщения, сигнализирующий, по Гиршвальду, об опасности для данной породы действия низких температур, фактически при 25-кратном замораживании сопровождался значительным понижением прочности только для светлой разности породы № 343 и некоторым понижением для светлой разности № 349. Первая разность представляет собой как раз единственное, уже упомянутое выше исключение из пород с синдетической структурой, обладавая высоким коэффициентом насыщения (среднее значение — 0.77 и для образцов, подвергшихся замораживанию, — 0.85). Она характеризуется также большой структурной неоднородностью, отмеченной в микроскопическом описании, что, несомненно, отразилось на ее слабой сопротивляемости действию замораживания. Непосредственного физического воздействия воды, так называемого «размокания», в данных породах не наблюдается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задачей настоящей работы являлось дать более ясное и точное представление о физико-механических свойствах карбонатных пород определенного типа, в данном случае водорослево-фузулиновых доломитизированных известняков верхнего карбона, физико-механическая характеристика которых при обычном способе исследования не давала устойчивых показателей, вследствие значительной неоднородности этих пород по составу, плотности и структуре.

Для этой цели в изученных породах были выделены однородные разности; изучение последних, в отличие от произведенного ранее исследования этих пород без учета их неоднородности, привело к устойчивым петрографическим и физико-механическим показателям, что позволило нам произвести более точный учет факторов, влияющих, с одной стороны, на прочность пород, а с другой, — на их устойчивость.

Выяснено при этом, что главными факторами, влияющими на прочность, являются степень пористости и микроструктура. Так, изученные породы со средней пористостью в 3.5% имеют среднее значение прочности в 2425 кг/см²; наличие 6% пор снижает прочность до 1670 кг/см², а еще более значительная пористость в 14% дает наиболее низкую прочность (900 кг/см²).

Совершенно четко удалось подметить также и влияние на прочность пород синдетической или диспергентной их структуры. Сильно доломитизированные породы с синдетической структурой имеют приведенную прочность 3000 кг/см², менее доломитизированные с диспергентной структурой 2000 кг/см², а прочность органогенного недоломитизированного известняка снижается до 1600 кг.

Менее закономерный и общий характер имеет влияние на прочность количества кальцита в породе (фиг. 4). Обнаруживается лишь общая тенденция к уменьшению прочности по мере возрастания содержания кальцита. В отдельных случаях заметное влияние оказывает неравномерный характер распределения пор и среднезернистого и крупнозернистого кальцита, ослабляющих прочность породы. Имеет, конечно, значение и характер сцепления зерен.

Установлено, что коэффициент фильтрации, являющийся одним из основных показателей, регулирующих степень влияния химической агрессии, зависит от величины и характера пористости. В породах данного типа возрастание или уменьшение общей пористости влечет за собой соответствующее возрастание или уменьшение эффективной и открытой пористости (табл. 15 и фиг. 5). Эти закономерности позволяют использовать для суждения о степени фильтруемости данных пород как значения свободного водонасыщения, так и значения объемного веса. Показателями допустимой фильтрации служат значение объемного водопоглощения, не превышающее 5%, и объемный вес не меньше 2.6. Породы с большим первым показателем и меньшим вторым не могут гарантировать малую фильтруемость.

Что касается коэффициента насыщения, характеризующего степень сопротивления породы совместному действию воды и низкой температуры, то в данных породах он связывается по своим значениям со структурой и количеством кальцита, т. е. со степенью доломитизации, понижаясь с возрастанием последней.

Настоящая работа выявила особенности физико-механических свойств доломитизированных известняков водорослево-фузулинового типа. Представляет несомненный интерес провести подобную работу и на других точно установленных литологических типах (афанитовом, отрицательно-оолитовом, сгустковом и т. д.). Это позволит распространять получаемую таким образом физико-механическую характеристику на определенные стратиграфические горизонты.

Помимо этого, нельзя не высказать пожелания, чтобы примененный нами подход к выявлению зависимости между структурными особенностями пород и их свойствами как давший достаточно положительные результаты был использован в более широком масштабе в научно-исследовательских институтах и отраслевых лабораториях, занимающихся изучением и оценкой технических качеств горных пород, обладающих значительной неоднородностью по структуре и составу.

B. V. ZALESSKY, V. V. LAPIN AND N. S. TER-GRIGORIAN

THE EFFECT OF THE DEGREE OF HOMOGENEITY OF CALCAREOUS ROCKS UPON THEIR PHYSICAL AND MECHANICAL PROPERTIES

Summary

The purpose of the work is a study of the degree of unhomogeneity of dolomitized algal-fusulina limestones, and an investigation upon specially selected portions of these rocks with a homogeneous macrostructure of the effect exercised upon their properties by such factors as the degree and nature of porosity, type of microstructure, etc.

The nature of the rocks and their homogeneous varieties is shown in the photomicrographs, Figs. 3, 4, 6, 10, 12, 5, 7, 8, 9, 11, 13 and 14. A study of the homogeneous varieties has revealed that the chief

factors affecting the strength are the degree of porosity and the micro-structure — syndetic or dispergent— see Tables 3, 4, 5 and Fig. 15. The weakening effect of an increased calcium content is shown in Fig. 16. In some cases, a certain influence is exercised by a non-uniform distribution of pores and calcite grains, as well as by the nature of cohesion of the grains.

The filtration coefficient depends on the size and nature of porosity. Owing to the direct dependance found in the rocks investigated between the open and effective porosity on the total porosity (Table 7 and Fig. 17), the degree of filtration is determined here by the value of the volume weight and free water saturation. The rocks with a volume water absorption not in excess of 5 per cent, and a volume weight not less than 2.6 secure a small filtration.

The values of the saturation coefficient, determining the degree of resistance of the rocks to the joint action of water and low temperature are related to the structure and degree of dolomitization, decreasing with an increase of the latter.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Лапин В. В. и Островский И. А. Исследование доломитизированных известняков в анплифах в отраженном свете. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, вып. 2, 155—160.
- Залесский Б. В., Корсунский А. И. и Лапин В. В. К вопросу о долговечности некоторых карбонатных пород Самарской Луки. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 58, сер. петр., № 19, 18—35.
-

А. В. ПЭК и Л. И. ЛУКИН

**СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ КТИ-ТЕБЕРДА
(КУРГАШИН-ЧАТ)¹****I. ВВЕДЕНИЕ**

Вольфрамово-мышьяковое месторождение Кти-Теберда (Кургашин-чат) находится близ перевальной части Кавказского хребта, на северном его склоне и расположено по гребню Кургашин-чат, служащему водоразделом между верхними левыми притоками р. Хасаут — реками Джалов-чат и Кти-Теберда. Абсолютные высоты хребта в районе, прилежащем к месторождению, достигают 4000—4200 м; непосредственно на месторождении гребень Кургашин-чат имеет высоту 3200—3400 м, с превышением над долиной р. Хасаут около 800—1000 м. Столь большие абсолютные высоты определяют суровые климатические условия и наличие в непосредственном соседстве с месторождением многочисленных ледников и снежников.

Административный район месторождения входит в состав Карачаевской автономной области, расположенной на Северном Кавказе.

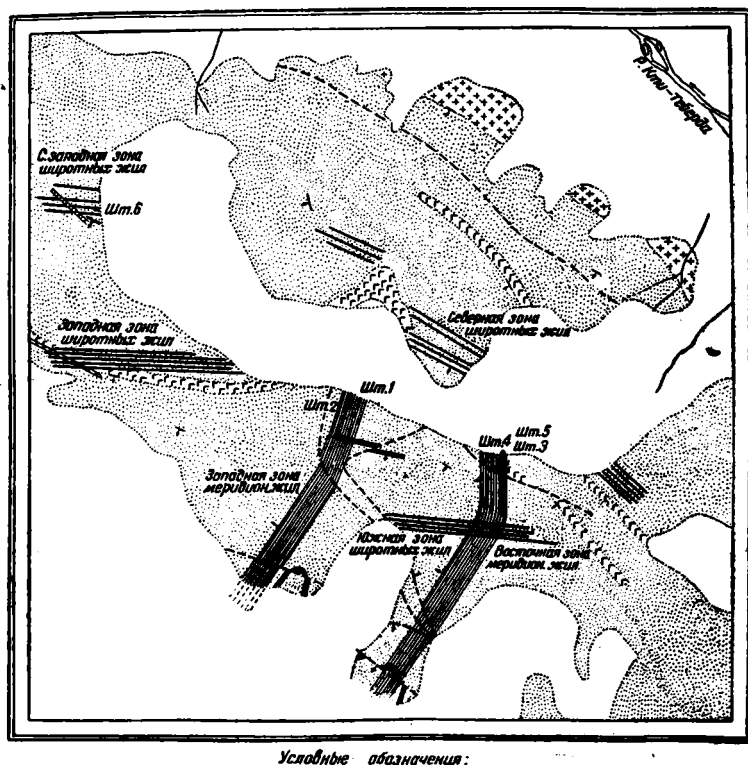
По своему положению в общей структуре Кавказа месторождение приурочено к центральной части горной зоны северного склона Ренгартена. Зона эта характеризуется тем, что вследствие наибольших поднятий «древнего субстрата» здесь значительным распространением пользуются докембрийские кристаллические сланцы. На них трансгрессировало юрское море, отложения которого, характеризующиеся частыми перерывами, представлены преимущественно грубыми фациями. Здесь приобретают наибольшее значение древние интрузии и новейшие эффузии.

Древний субстрат, представленный различными типами кристаллических сланцев, прорванных интрузиями гранитов, габбро, перидотитов и др., прослеживается почти параллельно простиранию хребта в виде полосы шириной около 30—40 км. К северу древние кристаллические породы сменяются палеозойскими (и мезозойскими) отложениями с основанием из нижнепермских конгломератов. На юге они по региональным надвигам контактируют с юрскими и меловыми отложениями южного склона.

¹ Настоящая статья составлена по данным работы рудотектонического отряда Кавказской экспедиции Акад. Наук в 1939—1940 гг. В 1939 г. в работе принимали участие А. В. Пэк и Л. И. Лукин; в 1940 г. — те же лица и И. П. Кушнарев, а также студенты Института цветных металлов и золота Т. В. Листков, В. В. Коленцев и И. Н. Шкадов. В общей сложности отряд работал на месторождении около месяца.

В пределах отмеченной полосы древнего комплекса часты широтные нарушения типа сбросов, иногда имеющие значительную амплитуду. По ним древние породы порой приводятся в тектонические соприкосновения с юрскими отложениями.

Район месторождения представляет собой крупную антиклиналь близкого к широтному простираения, крылья которой сложены древними кристаллическими сланцами и гнейсами, а ядро представлено интрузией двуслюдяного микроклинового мелкозернистого гранита (улукамский гранит). Контакт его с метаморфическим комплексом нормальный,



Условные обозначения:



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения Кти-Теберда

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — амфиболиты; 3 — граниты; 4 — кварц-полевошлатовые жилы; 5 — дайки спессартита; 6 — дайки диабазы; 7 — дайки гранит-порфира; 8 — послерудные нарушения; 9 — наносы, ледники

интрузивный с падением в обе стороны. Месторождение приурочено к южному крылу антиклинали и представлено своеобразным типом крутопадающих кварц-полевошлатовых шеелитоносных и обычно арсенопиритсодержащих жил, пересекающих толщу кристаллических сланцев и гнейсов (фиг. 1). Последние в пределах месторождения имеют простираение, близкое к широтному, и полого падают к югу, но наблюдаются местные отклонения простираения вплоть до почти меридионального.

Гранитное ядро обнажается к северу от месторождения по долине р. Кти-Теберда и по правому ее склону, где на нем местами сохранились гнейсы кровли. Контакт гранита с гнейсами нормальный, в общем согласный, полого падает к югу, т. е. в сторону месторождения, и сопровождается дайками и жилами аплита и пегматита.

Несколько южнее контакта среди гнейсов устанавливается почти вертикальная зона дробления (так называемый Кти-тебердинский сброс), прослеживающаяся, примерно, параллельно контакту на значительное расстояние.

К югу от месторождения, на правом склоне р. Джалов-чат, гнейсы по тектоническому контакту сменяются нижнеюрскими песчаниково-сланцевыми отложениями, которые в виде узкой полосы прослеживаются от верховьев р. Джалов-чат к месту слияния ее с р. Хасаут и далее на запад в направлении, близком к широтному.

Кварц-полевошпатовые жилы месторождения Кти-Теберда обособляются в несколько групп или зон, которые в первую очередь могут быть разделены на зоны почти меридионального и зоны широтного простираения. Среди первых выделяются две зоны — Западная и Восточная; они-то и являются наиболее интересными в промышленном отношении.

Широтные жилы также группируются в ряде зон, как то: Северная, Восточная (являющаяся, повидимому, продолжением первой), Северо-западная, Западная и Южная. Из них промышленный интерес представляют лишь Северная и Северо-западная широтные зоны, тогда как две последние группы жил практически безрудны.

Кроме указанных рудных зон, к югу от главного рудного поля, на левом склоне р. Джалов-чат установлена так называемая Джаловчатская зона меридиональных жил, содержащая шеелит и сульфиды. К северо-западу от месторождения на противоположном (правом) склоне р. Кти-Теберды, в контакте гранитов с гнейсовой кровлей, имеется обособленная группа пологопадающих к западу шеелит- и вольфрамитсодержащих жил близкого к меридиональному простираения (месторождение Дупух).

Отмеченные жилы секут как гнейсы, так и верхние горизонты гранита, т. е. являются более молодыми образованиями. В связи с этим следует отметить, что в районе месторождения наблюдается пересечение (без смещения) Западной зоной широтных жил дайки гранит-порфира. Последний, видимо, следует считать дериватом уллукамского гранита.

Наряду с этим в пределах главного рудного поля устанавливаются дайки пород различного состава, секущие иногда отдельные группы жил. Наиболее часты дайки спессартита. Одна из них сечет Западную зону меридиональных жил на северном склоне гребня Кургашин-чат, другая пересекает обе меридиональные зоны в южной части месторождения. Для Северо-западной зоны широтных жил установлено пересечение ее дайкой диабазы.

Все отмеченные выше дайки имеют почти широтное простираение и несколько подробнее будут описаны при изложении вопроса послерудных нарушений.

При первом взгляде на геологическую карту главного рудного поля месторождения Кти-Теберда по распределению на нем кварц-полевошпатовых жил можно выделить два участка — восточный и западный. Как в том, так и в другом имеется одна система жил широтных и одна зона меридиональных жил. С этой точки зрения оба участка совершенно сходны. Аналогия имеется и в минералогическом составе: обе зоны широтных жил и зоны меридиональные характеризуются попарно весьма сходной минерализацией.

Все это наводит на мысль о том, что в данном случае мы имеем дело в сущности с одной меридиональной зоной и одной широтной, а наличие в настоящее время аналогичных зон в сходных соотношениях на двух различных участках может быть связано с последующими тектоническими перемещениями. Такое предположение подтверждается существованием двух тектонических линий ССЗ простираения (но с различными направлениями падения), так называемых Северного и Южного сбросов, которые действительно срезают эти зоны. Однако при такой трактовке сопоставление положения обоих участков приводит к необходимости принять весьма сложное перемещение блоков при значительной амплитуде.

Как уже отмечалось, наиболее интересными в промышленном отношении являются жилы меридиональной системы. Оруденение в них крайне неравномерное, гнездовое, и на основании полевых наблюдений на значительном протяжении этих зон никаких закономерностей в распределении рудных компонентов установить не удастся. Лишь в одном месте, в Восточной меридиональной зоне, на северном склоне гребня Кургашин-чат, на самом низком горизонте, имеется значительное обогащение рудными минералами. Этот обогащенный участок представляет не только самый низкий обнаженный горизонт, но и самую северную точку данной зоны, которая далее к северу уходит под снежники и морены. Наличие такого обогащенного участка может быть истолковано различно:

- 1) степень оруденения в зоне возрастает с юга на север;
- 2) степень оруденения возрастает сверху вниз;
- 3) степень оруденения зависит от других факторов;
- 4) закономерностей в изменении степени оруденения нет вообще, и на указанном участке имеется случайное повышение содержания рудных минералов.

Хотя возможность случаев 1-го и 2-го в настоящее время нет оснований исключать, все же имеются определенные данные, указывающие на преимущественное значение случая 3-го. Нигде в других участках в этой зоне столь сильного изменения степени оруденения не зарегистрировано, и при ближайшем рассмотрении устанавливается, что здесь, на горизонте штолен 4 и 5, кварц-полевошпатовые жилы пересекают породы, отличные по составу от главной массы кристаллических сланцев. Эти породы могут быть названы полевошпатовым амфиболитом. Таким образом, можно говорить о наличии литологического контроля степени оруденения.

Для Северной зоны широтных жил, также интересных в промышленном отношении, при общей неравномерности оруденения, наибольшее обогащение устанавливается в западной части. Полевые наблюдения здесь затруднены вследствие наличия большого количества мелких послерудных нарушений, но все же отчетливо устанавливается, что и здесь вмещающими породами рудных жил являются амфиболиты, т. е. и здесь сказывается влияние среды на рудоотложение.

Однако наряду с этим, безрудные кварц-полевошпатовые жилы Западной зоны при пересечении амфиболитов не несут и признаков оруденения. Объяснение такого различия во влиянии вмещающих пород на отдельные группы жил имеет немаловажное значение.

Из всего комплекса вопросов, стоящих перед дальнейшим структурно-геологическим изучением месторождения, соответственно сказанному выше, мы разберем три вопроса, имеющих весьма существенное значение для выяснения перспективности месторождения.

1. Генезис трещин, к которым приурочены рудоносные жилы. Оче-

видно, что от правильного понимания их природы в значительной степени зависит прогноз о поведении их на глубину.

Трещины скалывания обычно хорошо выдерживаются по простиранию и по падению и пересекают вмещающие породы, мало считаясь с их внутренней структурой. Эти особенности трещин скалывания позволяют, как правило, давать благоприятный прогноз о поведении приуроченных к ним рудных тел на глубину.

Б противоположность этому, трещины разрыва обычно весьма неправильные, быстро выклиниваются, и их поведение в значительной степени зависит от структуры вмещающих пород. Любые структурные плоскости как тектонические, так и стратиграфические, могут являться пределом распространения или сильно изменить число и мощность жил, в них залегающих.

2. Выяснение причины более богатого оруденения в пределах слоя амфиболита. Практическое значение установления зависимости степени оруденения от состава вмещающих пород и выяснение причины этого явления достаточно очевидны.

3. Третий вопрос касается определения роли и значения послерудных нарушений в структуре месторождения, что является также немаловажным фактором в оценке его перспектив.

В сборе материала для решения этих вопросов авторы получили всемерное содействие и помощь со стороны руководящих работников геолого-разведочной партии СКГУ, особенно О. Г. Нуридджияна. Сотрудником Геологического института Б. П. Беликовым были любезно предоставлены весьма интересные и важные материалы по изучению структуры уллукамского гранита. Всем этим лицам авторы приносят глубокую благодарность.

II. О ГЕНЕЗИСЕ ТРЕЩИН, ВМЕЩАЮЩИХ РУДОНОСНЫЕ ЖИЛЫ

Как уже было отмечено, месторождение Кти-Теберда представлено несколькими зонами шеелитоносных кварцево-полевошпатовых жил, секущих толщу кристаллических сланцев. За пределами указанных зон кварцевые жилы практически не встречаются. По своему положению в пространстве эти зоны могут быть разделены на две группы:

1) зоны, имеющие ССВ простирание, т. е. близкое к меридиональному (ниже мы будем называть их меридиональными);

2) зоны, имеющие ЗСЗ простирание, т. е. близкое к широтному (ниже мы будем называть их широтными).

По своим морфологическим особенностям жилы меридиональных и широтных зон резко различны.

Меридиональные зоны представлены большим количеством сближенных жил сравнительно небольшой мощности (от нескольких сантиметров до 20 см, редко больше), круто падающих на запад ($\angle 70-80^\circ$). Эти жилы прослеживаются на большом протяжении как по простиранию, так и по падению, контакты их с вмещающими породами прямолинейные и очень резкие, элементы залегания и мощность отличаются замечательным постоянством. Перечисленные признаки меридиональных жил, выраженные очень отчетливо, позволяют считать, что они приурочены к трещинам скалывания.

Характерные особенности этих жил выделяются еще резче и приобретают еще большее генетическое значение при сравнении их с широтными зонами.

Последние представлены также серией сближенных жил, имеющих почти вертикальное падение, но весьма непостоянные элементы зале-

гания. Мощность их изменяется в широких пределах, местами встречаются резкие раздувы до 1 м и более, или жила выклинивается и рядом с ней появляется другая. Контакты жил с боковыми породами неровные, нередко наблюдаются ответвления в гнейсы по сланцеватости. В общем жилы эти весьма неправильные, и все особенности их вполне соответствуют характерным признакам трещин разрыва в анизотропной среде.

Сравнение морфологических особенностей жил широтных и меридиональных зон не оставляет сомнения в том, что трещины, к которым они приурочены, по способу образования совершенно различны, — жилы меридиональных зон выполняют трещины скалывания, жилы широтных систем — трещины разрыва. Однако такое определение механизма образования этих трещин совершенно не вяжется с общепринятыми представлениями о положении соответствующих трещин в общем структурном плане складчатых зон. Трещины, перпендикулярные к простиранию складчатости, являются обычно трещинами разрыва. Описанные выше трещины меридиональной системы (вернее ССВ простирания) имеют именно такое положение по отношению к простиранию пород и общему (ЗСЗ) простиранию складчатости Кавказа. На основании их морфологических особенностей, достаточно однозначных, мы определили их как трещины скалывания. Трещины скалывания в таком отношении к простиранию складчатости не известны и при обычных условиях возникнуть не могут.

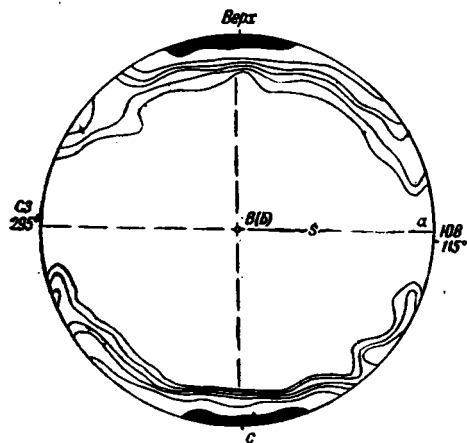
Вертикальные трещины, параллельные простиранию складчатости, представленные жилами широтных зон, вообще не находят себе места в общепринятой схеме. Правда, такие трещины могут возникнуть в шарнирных частях складок как следствие растяжения отдельных пластов при изгибе, но они едва ли могут иметь большую глубину. В данном случае такое объяснение встречает еще то возражение, что толща кристаллических сланцев на участке месторождения имеет в общем пологое изоклинальное падение на юг, и мы не можем говорить о близости к шарниру складки.

Таким образом, мы вынуждены сказать, что морфологические особенности трещин, вмещающих рудные жилы, находятся в резком противоречии с их положением в общем структурном плане Кавказа. Это противоречие было отчетливо осознано нами еще при кратком осмотре месторождения в 1939 г. Было вполне очевидно, что объяснить возникновение этих трещин, учитывая их характер и положение в пространстве, исходя из общего плана альпийской складчатости Кавказа, нельзя. Поскольку месторождение залегает среди древней толщи кристаллических сланцев, трещины, вмещающие рудные жилы, могли быть связаны с древней складчатостью, общий план которой мало известен. Метаморфизм и возникновение сланцеватости в этих породах, вероятно, синхронны этой древней деформации. Мы полагали, что последняя могла найти отражение также и в анизотропии структуры этих пород. Как известно, изучение ориентировки минералов в динамометаморфизованных породах, т. е. тектонитах, по методу Зандера, позволяет выяснить характер этой анизотропии и тем самым симметрию и общий план деформации, с которой связано ее возникновение. Такое исследование казалось нам единственно возможным методом решения поставленных выше вопросов. Поэтому нами было взято на месторождении несколько ориентированных образцов кристаллических сланцев, которые мы предполагали изучить по методу Зандера.

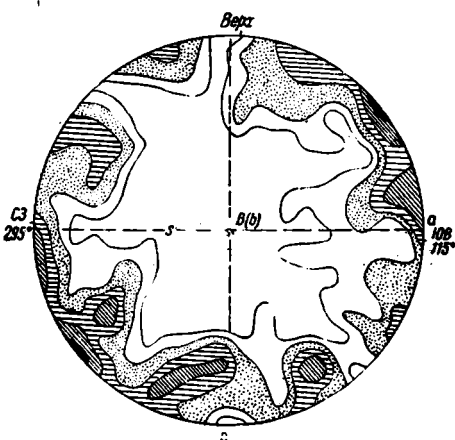
Все образцы имели сходную ориентировку, т. е. были ориентированы по плоскостям видимой сланцеватости пород.

№ образца	Простиранье сланцев	Направление и угол падения	Место взятия образца
21	CЗ 295°	Юг $\angle$ 12°	На гребне хр. Кургашин-чат, у западного края Восточной зоны
23	CЗ 270	Юг $\angle$ 17	На гребне хр. Кургашин-чат, в 100 м к В от Западной зоны
12	CЗ 280	Юг $\angle$ 15	Восточная зона. Южный склон хребта

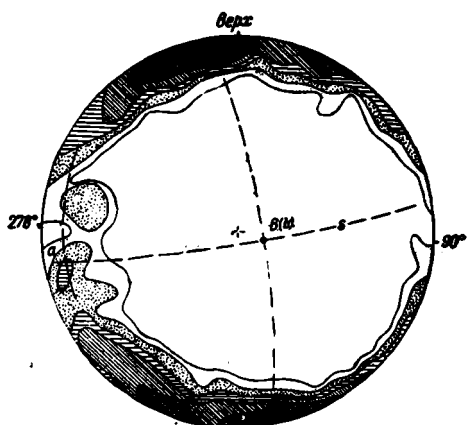
Из этих образцов были срезаны пластинки и изготовлены шлифы, перпендикулярные к плоскости сланцеватости: с индексом *a* — перпендикулярные к простиранью сланцеватости; с индексом *b* — параллельные простиранью сланцеватости.



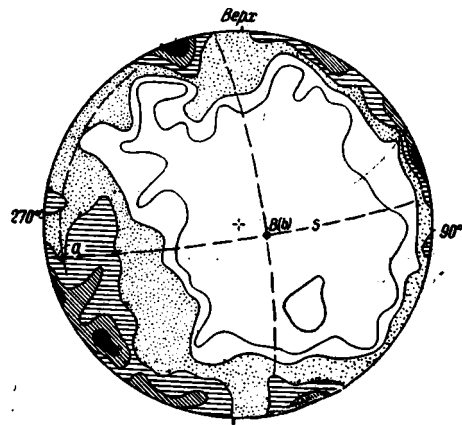
Фиг. 2. Гнейс, обр. № 21, шлиф *b*. 200 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5—10 <



Фиг. 3. Гнейс, обр. № 21, шлиф *b*. 300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—4 <



Фиг. 4. Гнейс, обр. № 23, шлиф *b*. 200 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5—10 <

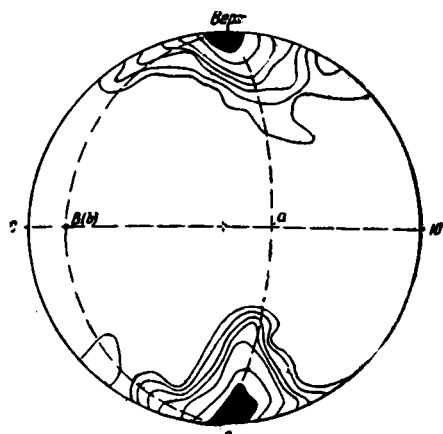


Фиг. 5. Гнейс, обр. № 23, шлиф *b*. 300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—4 <

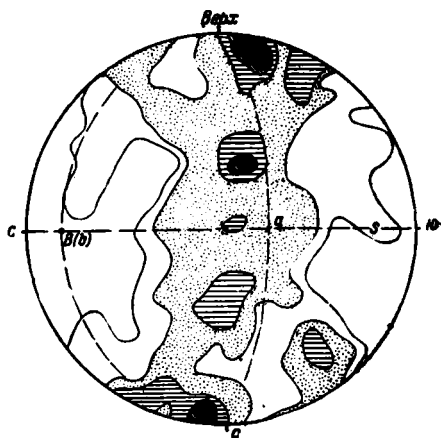
Пространственная ориентировка шлифов показана на диаграммах; горизонтальный диаметр отвечает плоскости видимой сланцеватости.

Петрографическое описание гнейсов приведено ниже. Поэтому обратимся непосредственно к изложению результатов обработки ориентированных шлифов.

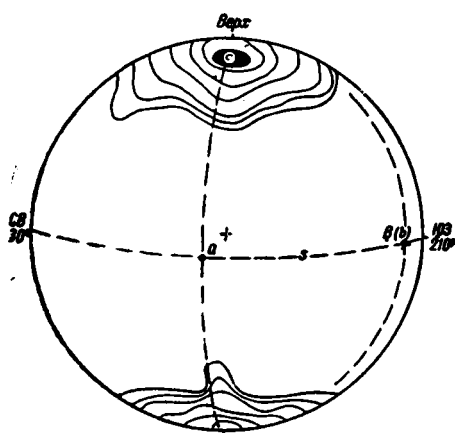
Обр. № 21 (шлиф *b*). Ориентировка слюды (фиг. 2) ясно отражает плоскость сланцеватости *S*, но вместе с тем, обнаруживает тенденцию к поясному строению. Ориентировка кварца (фиг. 3) отвечает типичному В-текtonиту.



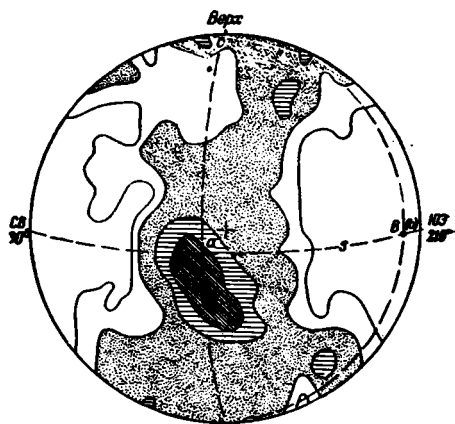
Фиг. 6. Гнейс, обр. № 23, шлиф *a*.
200 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—
—5—10—20<



Фиг. 7. Гнейс, обр. № 23, шлиф *a*.
300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—
—2—3—4<



Фиг. 8. Гнейс, обр. № 12, шлиф *a*.
350 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—5—10—
—15—20<



Фиг. 9. Гнейс, обр. № 12, шлиф *a*.
900 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—
—2—3—4<

Обр. № 23 (шлиф *b*). Диаграмма слюды (фиг. 4) дает положение плоскости *S* (максимум) и ясно обнаруживает поясное строение. Диаграмма кварца (фиг. 5) отвечает типичному В-текtonиту.

Шлиф *a* дает совершенно аналогичную ориентировку слюды (фиг. 6) и кварца (фиг. 7). Если учесть, что этот шлиф перпендикулярен к шлифу *b*, то после соответствующего поворота диаграмм этого шлифа мы получим удовлетворительное совпадение их с диаграммами шлифа *b*.

Следует отметить одну особенность диаграмм, относящихся к обр. № 23. Положение плоскости сланцеватости, пояса и оси *B*, а следова-

тельно и других координат микроструктуры, явно не совпадает с плоскостью видимой сланцеватости, в соответствии с которой были ориентированы шлифы. Подобное скашивание диаграмм, хотя и более слабое, наблюдается также и в диаграммах шлифа № 21 *b*. Интерпретация этой особенности приведенных диаграмм будет дана ниже, после изложения всего фактического материала.

Обр. № 12. В этом образце представлен гнейс и кварцевая жила, секущая его почти перпендикулярно к простиранию сланцеватости. Шлифы были срезаны из этого образца параллельно кварцевой жиле, следовательно, не вполне перпендикулярно к простиранию сланцеватости. Из гнейса было изготовлено два шлифа, один, примерно, в 10 см от кварцевой жилы, второй — в непосредственном контакте с ней. Ориентировка слюды и кварца оказалась в обоих шлифах совершенно тождественной. Следовательно, присутствие в гнейсе жилы и соответствующей трещины совершенно не отражается на структуре породы. Данные, полученные при обработке обоих шлифов, сведены в одну диаграмму для слюды и одну для кварца.

Диаграмма слюды (фиг. 8) дает отчетливый максимум, отвечающий плоскости *S*. Последняя в данном случае совпадает с плоскостью видимой сланцеватости, а отклонение проекции ее от горизонтального диаметра диаграммы связано с тем, что шлифы были срезаны не вполне точно. Диаграмма кварца (фиг. 9) обнаруживает пояс, определяющий положение оси *B*. Кроме того, из этого образца были изготовлены также шлифы из самой кварцевой жилы, параллельные шлифам гнейса, но результаты обработки их будут изложены ниже.

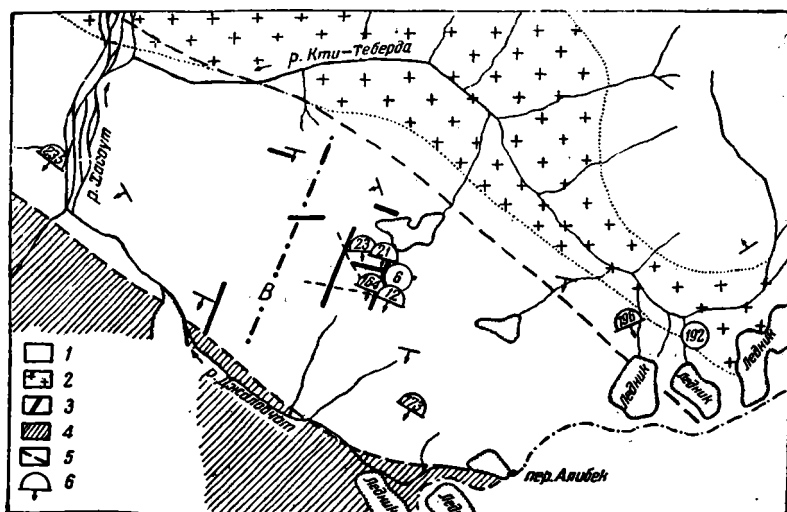
Теперь остановимся кратко на сопоставлении приведенных диаграмм ориентировки с положением сланцеватости и интересующих нас трещин, вмещающих рудоносные жилы. Все диаграммы обнаруживают одинаковую закономерность. Ориентировка лейст слюды отражает положение плоскости *S*, но часто обнаруживает поясное строение, определяющее положение оси *B*. Диаграммы ориентировки кварца отвечают типичным *B*-тектонитам, с ясно фиксированным положением оси *B*. Тот факт, что эти гнейсы представляют собой *B*-тектониты, не является неожиданным; аналогичная структура весьма характерна для подобных пород. Однако положение оси *B* по отношению к простиранию пород является совершенно необычным. Как известно, пояса *B*-тектонитов всегда параллельны плоскости деформации пород. Если деформация связана со складчатостью, то пояс совпадает с поперечным сечением последней, а ось *B* параллельна простиранию складчатости. Соответственно мы могли бы ожидать, что диаграммы ориентировки в шлифах *b*, перпендикулярных к простиранию пород, дадут пояса, приуроченные к периферии круга, а выход *B* будет расположен в центре диаграмм.

Однако в изученных шлифах ось *B* ориентированной структуры повернута на 90° по отношению к предполагаемому положению, т. е. совпадает не с простиранием, а с падением пород. Отсюда следует, что плоскость деформации, сингенетичной образованию в гнейсах сланцеватости, была ориентирована не перпендикулярно, а параллельно современному простиранию этих пород. Иными словами, если предположить, что ориентировка связана со складчатостью, то последняя имела простирание, близкое к меридиональному.

Второе положение, вытекающее из рассмотрения приведенных диаграмм, сводится к тому, что положение в пространстве кварцевых жил меридиональной и широтной зон обнаруживает очевидную связь с координатами ориентированной структуры гнейсов. Кварцевые жилы

меридиональной системы имеют простирание, точно совпадающее с положением оси *В* структуры гнейсов. Как известно, ось *В*-тектонитов является линией пересечения плоскостей скалывания, возникающих при таких деформациях. Такая тесная сопряженность трещин, вмещающих жилы меридиональной системы, с координатами ориентировки гнейсов, позволяет считать, что возникновение их сингенетично образованию в породах сланцеватости и генетически они представляют собой трещины скалывания.

Кварцевые жилы широтной системы перпендикулярны к оси *В* ориентировочной структуры и параллельны поясу диаграмм кварца и слюды. Такие соотношения характерны для трещин разрыва. Таким образом, характер ориентированной структуры гнейсов полностью подтверждает определение генетического типа трещин, вмещающих жилы, которое было сделано выше на основании их морфологических признаков.



Фиг. 10. Схема расположения ориентированных образцов, взятых в районе месторождения Киту-Теберда

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — кварц-полевошпатовые жилы; 4 — юрские и другие отложения; 5 — послерудные нарушения; 6 — места взятия ориентировочных образцов

Приведенные выше результаты обработки ориентированных образцов, собранных в 1939 г., в известной мере разрешили указанное выше противоречие между морфологическими особенностями меридиональных и широтных жил и их положением в пространстве. Трещины, вмещающие жилы, являются закономерными элементами того структурного плана, который включает также сланцеватость толщи кристаллических сланцев и их ориентированную структуру.

Однако сама структура гнейсов как тектонитов с положением оси *В*, перпендикулярным к современному простиранию пород, представляла собой непонятное явление, требовавшее проверки и подтверждения на более обширном материале. Поэтому в 1940 г. при повторном посещении месторождения нами были взяты ориентированные образцы гнейсов как дополнительно на самом месторождении, так и далеко за его пределами. Из геологической карты района месторождения, составленной О. Г. Нуридджиняном, следовало, что залегание толщи кристаллических сланцев далеко не везде сохраняет ЗСЗ простирание и пологое падение на юг. Действительно, местами наблюдаются весьма резкие

отклонения от этого среднего простирания вплоть до меридионального и СЗ.

Соответственно и ориентировка образцов, взятых нами в разных точках района, колеблется в широких пределах (табл. 1 и фиг. 10). Шлифы были срезаны, как и в 1939 г., параллельно (индекс *b*) и перпендикулярно (индекс *a*) к простиранию сланцеватости (как те, так и другие перпендикулярны к плоскости сланцеватости). Ориентировка шлифов также прежняя и показана на диаграммах (фиг. 11, 12, 13, 14, 15).

Нет надобности рассматривать подробно отдельные диаграммы, все они обнаруживают одну и ту же закономерность. Диаграммы слюды (фиг. 12, 14, 16, 18) во всех шлифах дают один резкий максимум, определяющий положение плоскости *S*, но при этом наблюдается более или менее ясная тенденция к поясному расположению. Этот пояс позволяет наметить проекцию оси *B*.

Все диаграммы кварца (фиг. 11, 13, 15, 17, 19) дают отчетливый пояс, т. е. позволяют определить эти породы как типичные В-тектониты, и точно фиксируют положение оси *B*. Последнее вполне соответствует положению оси *B* в диаграммах слюды. Однако и во многих диаграммах этих шлифов пояс ориентировки слюды и кварца получается явно скошенным, и выход оси *B* приходится не в центре диаграммы. Особенно отчетливо это несовпадение координат микроструктуры с элементами залегания видимой сланцеватости (которая служила плоскостью ориентировки образцов — след ее на диаграммах соответствует горизонтальному диаметру) проявляется в образцах, простирание которых сильно отличается от среднего ЗСЗ (обр. № 196 и 235). Сравнение всех полученных диаграмм позволяет установить, что в этом скашивании поясов ориентировки проявляется определенная закономерность. Вне зависимости от залегания видимой сланцеватости в гнейсах ось В-тектонитов имеет всегда, примерно, одно и то же простирание (табл. 1).

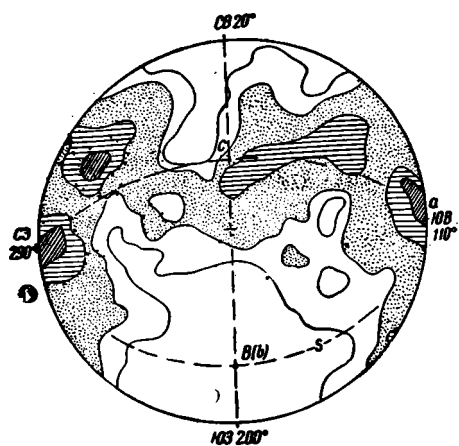
Т а б л и ц а 1

Положение оси В-тектонитов в гнейсах

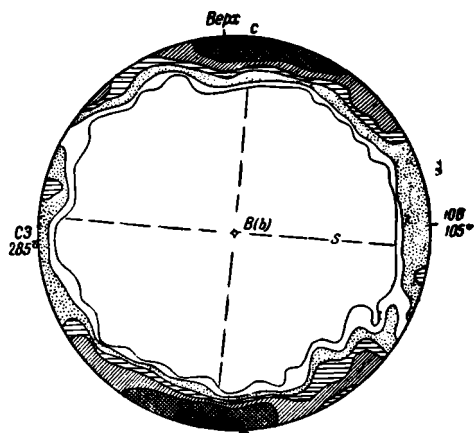
№ образца	Простирание	Направление и угол падения	Простирание горизонтальной проекции оси <i>B</i>
		видимой сланцеватости	
6	Ориентирован по простиранию кварцевой жилки:		
	СЗ 200°	Пад. 3 $\angle$ 80°	СВ 20°
12	СЗ 280	» Ю $\angle$ 15	СВ 20
21	СЗ 295	» Ю $\angle$ 12	СВ 25
23	СЗ 280	» Ю $\angle$ 15	СВ 15
164	СЗ 285	» Ю $\angle$ 17	СВ 23
173	СЗ 297	» Ю $\angle$ 11	СВ 27
196	СВ 67	» Ю $\angle$ 32	СВ 6
235	СЗ 311	» Ю $\angle$ 32	СВ 17
Среднее		—	СВ 19°

Расположение образцов на местности, их залегание и положение оси *B* показано на фиг. 10.

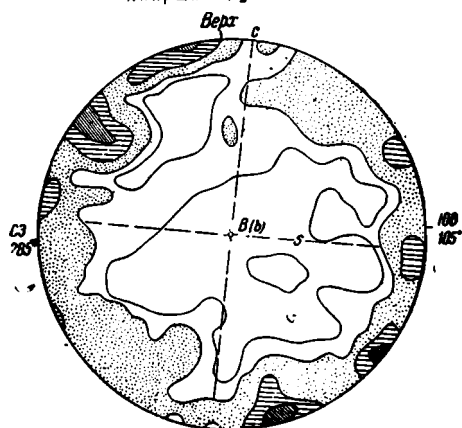
В соответствии с этим в шлифах, срезанных перпендикулярно или



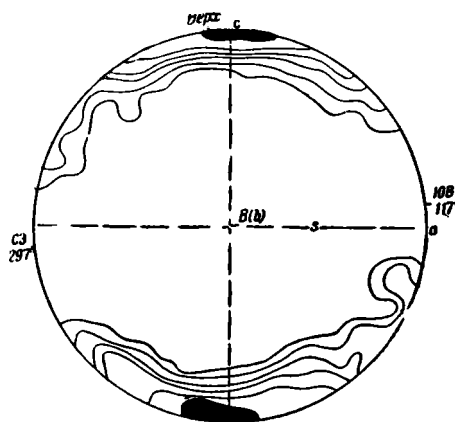
Фиг. 11. Гнейс, обр. № 6, шлиф горизонтальный. 300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3 <



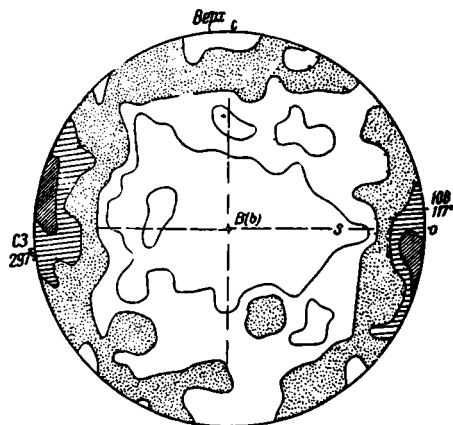
Фиг. 12. Гнейс, обр. № 164, шлиф *b*. 110 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5—10 <



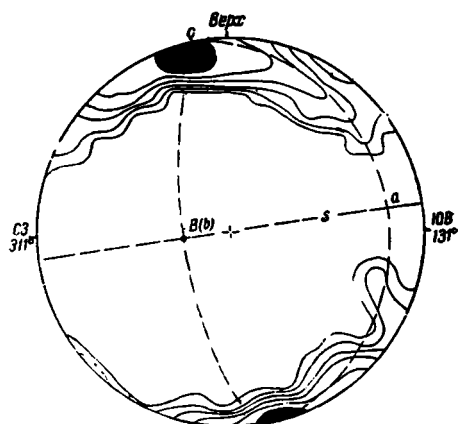
Фиг. 13. Гнейс, обр. № 164, шлиф *b*. 200 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3 <



Фиг. 14. Гнейс, обр. № 173, шлиф *b*. 100 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5—10 <

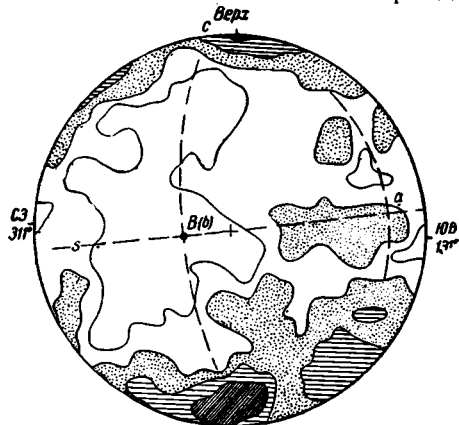


Фиг. 15. Гнейс, обр. № 173, шлиф *b*. 300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3 <

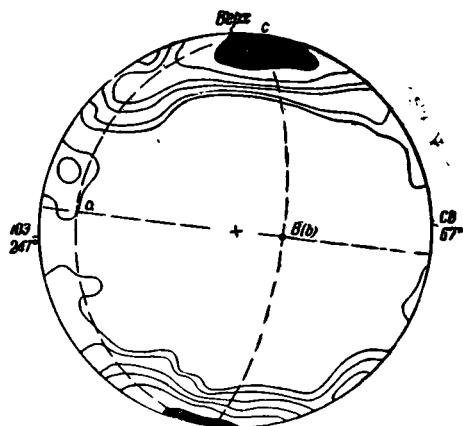


Фиг. 16. Гнейс, обр. № 235, шлиф *b*. 100 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5—10 <

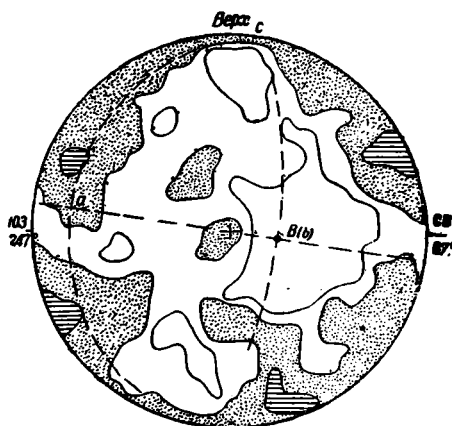
параллельно простиранию видимой сланцеватости, в зависимости от того, в какую сторону и на какой угол последнее отклоняется от азимута СЗ 290° и, следовательно, линия падения отклоняется от горизонтальной проекции оси *B*, т. е. СВ 19°, диаграммы обнаруживают скашивание пояса ориентировки в ту или иную сторону, а ось *B* соответственно отклонена от центра диаграммы.



Фиг. 17. Гнейс, обр. № 235, шлиф *b*.
300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —
—1—2—3 <



Фиг. 18. Гнейс, обр. № 196, шлиф *b*.
100 лейст слюды. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—5—
—10 <

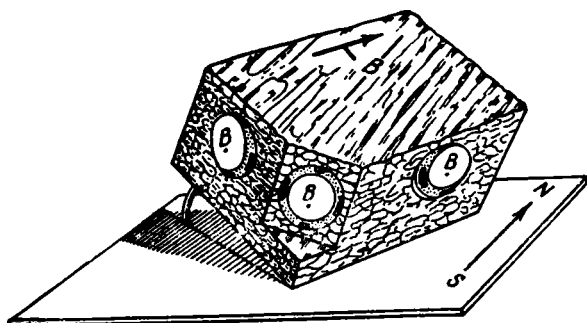


Фиг. 19. Гнейс, обр. № 196, шлиф *b*.
300 оптических осей кварца. $\frac{1}{3}$ —1—
— <

Теперь мы можем отметить еще одну особенность структуры гнейсов. Во многих местах на поверхности видимой сланцеватости наблюдается своего рода волокнистость или даже более ясно выраженная полосчатость, т. е. определенный линейный структурный элемент. Она хорошо заметна также на поверхности некоторых образцов. В тех местах, где породы имеют ЗСЗ простирание, она параллельна или почти параллельна линии падения, но чем больше простирание видимой сланцеватости отклоняется от этого среднего положения, тем больший угол образует полосчатость с линией падения. В общем случае эта полосчатость не совпадает с линией падения видимой сланцеватости. Сопо-

ставление полосчатости с положением оси B , определенным по диаграммам, показало, что эти линейные элементы структуры в большинстве случаев почти параллельны. Таким образом, полосчатость является до известной степени макроскопическим отражением оси B на плоскости видимой сланцеватости (фиг. 20). Причину появления этой полосчатости опять-таки можно усмотреть в диаграммах ориентировки.

Выше мы отмечали, что в обр. № 23 ориентировка слюды в шлифе b (фиг. 4) определяет положение плоскости S , которая не совпадает с плоскостью видимой сланцеватости. Аналогичные соотношения легко подметить и на многих других диаграммах (фиг. 2, 12, 14, 16, 18). Отсюда следует, что плоскость сланцеватости в общем случае не совпадает с плоскостью S ориентировки слюд. В шлифах b эти плоскости



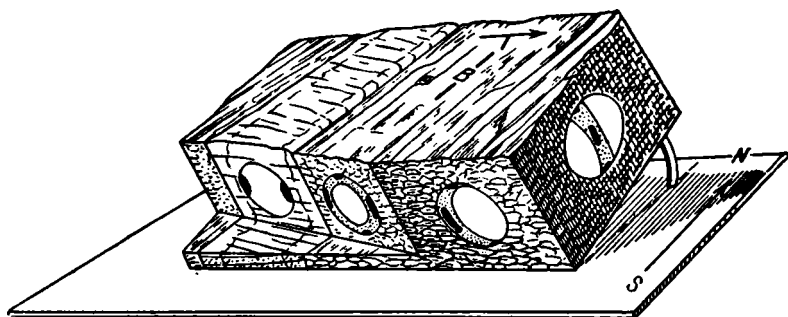
Фиг. 20. Общий случай соотношения видимой сланцеватости и полосчатости с осью B

почти совпадают, в шлифах a угол между ними обычно весьма небольшой, но все же иногда хорошо проявляется на диаграммах. Отмеченная выше полосчатость отвечает линии сланцеватости с плоскостью S ориентировки слюд.

Таким образом, эта полосчатость представляет собой одно из макроскопически видимых выражений того установленного выше факта, что координаты микроструктуры не совпадают с элементами залегания пород. Подлинная сланцеватость определяется плоскостью ориентировки слюд, т. е. главным максимумом диаграмм. Она имеет везде довольно устойчивое ЗСЗ простираение и пологое падение на юг. Ось B лежит в этой плоскости и, как мы видели, сохраняет свое положение в пространстве вне зависимости от залегания видимой сланцеватости. Поскольку ось B лежит в плоскости S , последняя представляет собой, очевидно, плоскость скольжения. Линия скольжения в этой плоскости должна быть расположена перпендикулярно к B , т. е. почти горизонтально. Образование пояса ориентировки кварца можно считать, в соответствии с обычным толкованием, результатом качения в процессе дифференциального скольжения по плоскостям S . Ориентировка слюд является, вероятно, преимущественно результатом послетектонической кристаллизации, так как изгибы пластинок слюды наблюдаются исключительно редко.

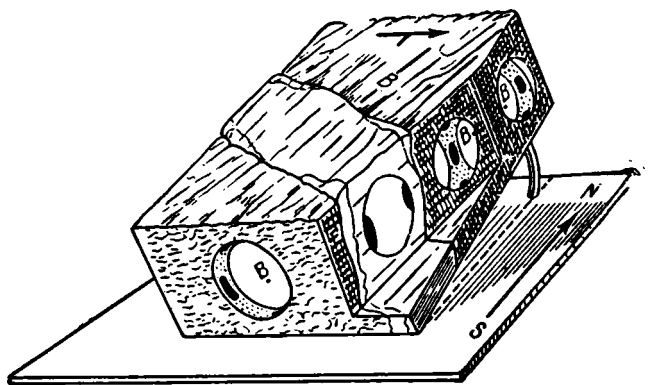
Таким образом, способ возникновения ориентированной структуры в гнейсах получает рациональное объяснение. Общий план происходивших при этом дифференциальных движений можно также считать установленным достаточно достоверно. Остается неясным, что собою представляет плоскость видимой сланцеватости, проявляющаяся как плос-

кость легкого раскола пород. Интересно, что она совершенно не находит отражения в диаграммах ориентировки. Есть основания считать, что она отвечает слоистости толщи кристаллических сланцев — около прослоев амфиболитов видимая сланцеватость параллельна стратиграфическим контактам. Поскольку видимая сланцеватость имеет в разных местах района различное залегание, вполне очевидно, что толща кристаллических сланцев была дислоцирована. В равной мере несомненно, что деформация, обусловившая возникновение ориентировки в



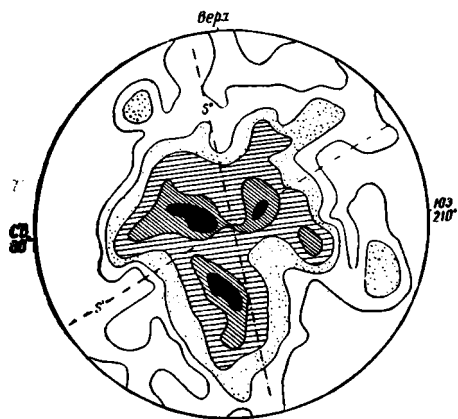
Фиг. 21. Схема соотношения меридиональной жилы с видимой сланцеватостью и внутренней структурой гнейса

этих породах, была наложена на эту складчатую структуру впоследствии и в дальнейшем не происходило движений, способных существенно нарушить первоначальное положение плоскости S и оси B ориентированной структуры пород. Можно допустить лишь образование некоторого общего наклона всего изученного участка как целого.

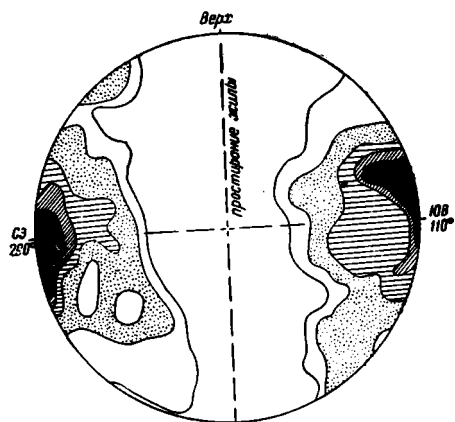


Фиг. 22. Схема соотношения широтной жилы с видимой сланцеватостью и внутренней структурой гнейса

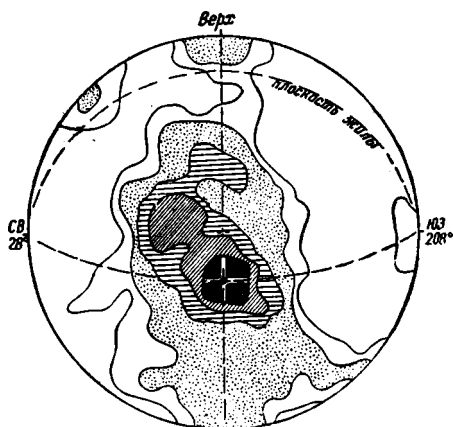
На этом мы закончим рассмотрение вопроса об общей структуре толщ кристаллических сланцев и возвратимся к интересующим нас кварцевым жилам. Рудоносные жилы меридиональной системы во всех изученных образцах параллельны оси B -тектонитов и видимой полосчатости; жилы широтных зон в общем (менее точно) перпендикулярны к оси B и полосчатости. Эти соотношения мы отображаем на фиг. 21 и 22. Таким образом, обработка дополнительного материала полностью



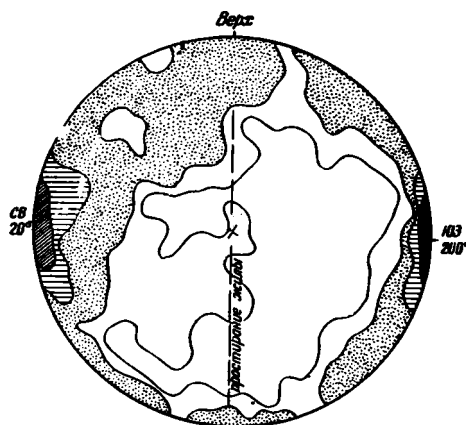
Фиг. 23. Меридиональная кварцевая жила, обр. № 12, шлиф в плоскости жилы. 268 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—4<; S' и S''—следы трещинок



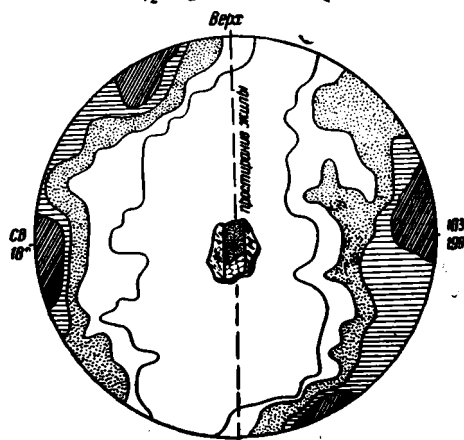
Фиг. 24. Меридиональная кварцевая жила, обр. № 6, шлиф горизонтальный. 300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—4<



Фиг. 25. Меридиональная кварцевая жила, обр. № 164 B, шлиф по падению гнейса. 300 оптических осей кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3—4<



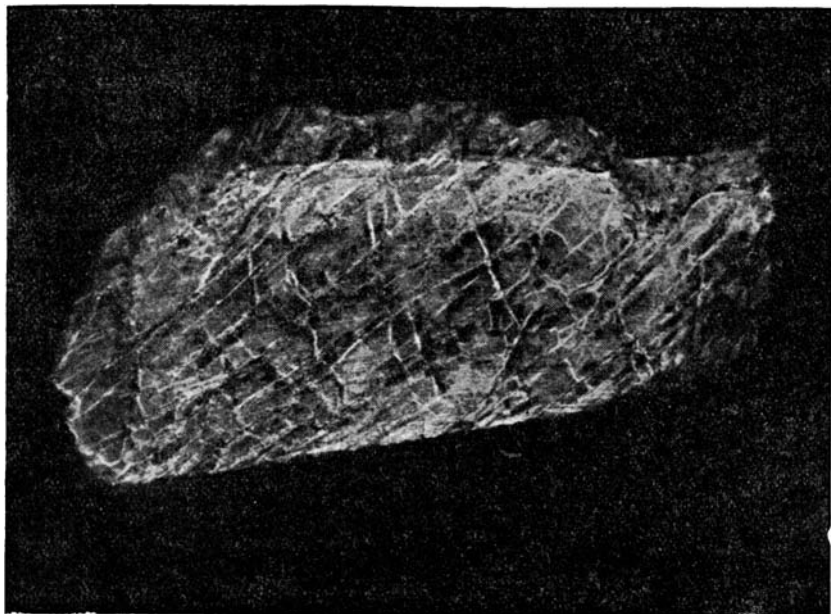
Фиг. 26. Широтная кварцевая жила, обр. № 52, шлиф по простиранию жилы. 454 оптические оси кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3<



Фиг. 27. Широтная кварцевая жила, обр. № 67, шлиф по простиранию жилы. 402 оптические оси кварца. $\frac{1}{2}$ —1—2—3<

подтвердила сделанный ранее вывод о генетическом характере трещин, к которым приурочены жилы; жилы меридиональных зон отвечают трещинам скалывания, жилы широтных систем — трещинам разрыва.

Представлялось также интересным изучить характер ориентировки кварца в самих жилах, — это могло пролить свет на относительный возраст последних. Были изготовлены ориентированные шлифы из кварцевых жил, по возможности из тех же образцов, для которых имелись и диаграммы гнейсов. Некоторые жилы столь крупнозернисты, что из них приходилось готовить не один, а целую серию параллельных шлифов.

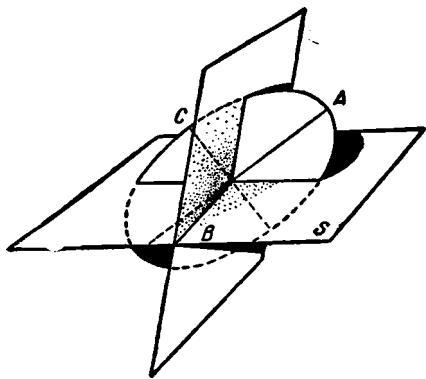


Фиг. 28. Трещинки в меридиональной жиле. Ориентировка образца соответствует диаграмме фиг. 23. Натур. величина (обр. № 12)

Обработка шлифов меридиональных жил (фиг. 23, 24 и 25) показала, что в них оптические оси кварцевых зерен ориентированы весьма резко и притом преимущественно перпендикулярно к контактам жил. Такая ориентировка чаще всего является результатом роста, но это предположение требовало проверки, поэтому были изучены также шлифы из широтных жил. Они обнаружили ту же закономерность, т. е. оптические оси кварцевых зерен ориентированы преимущественно перпендикулярно к контактам жил (фиг. 26).

Иногда некоторое осложнение вносится тем, что контакт центрального кварцевого тела жилы не вполне параллелен контакту всей жилы с гнейсом, а определяется внутренней поверхностью полевошпатовой оторочки. Так, в обр. № 57 полевой шпат местами дает оторочку, но кое-где выполняет всю жилу. Соответственно шлиф, срезанный в месте перехода (см. зарисовку образца в центре диаграммы фиг. 27), кроме основного максимума, перпендикулярного к контакту жилы, дает также максимум, перпендикулярный к контакту кварцевого выполнения с полевошпатовой массой. Сопоставление диаграмм ориентировки кварца в меридиональных и широтных жилах показывает полную независимость ориентировки от пространственных координат. Отсюда следует, что связывать ориентировку кварца в жилах с тектоническими движениями нельзя.

Ориентировка кварца, очевидно, является результатом роста. Этот вывод находит подтверждение в том, что в некоторых жилах широтных зон встречаются пустоты, на стенках которых нарастают идиоморфные кристаллы кварца, ориентированные перпендикулярно к стенкам и не обнаруживающие никакой деформации. Положение максимумов диаграмм кварца в жилах наглядно показано на приведенных выше фиг. 21 и 22. Наличие ясно выраженной ориентировки роста в жилах позволяет сказать, что последние после образования не претерпели механической деформации, способной нарушить ориентировку, возникшую в процессе их образования. Все же некоторые следы деформации в жилах бесспорно имеются в виде слабого волнистого угасания кварца и пересекающих жилу трещинок. Последние имеют преимущественно простираание, перпендикулярное к контактам, т. е. совпадают с положением



Фиг. 29. Схема положения эллипсоида деформации в пространстве

оптических осей кварцевых зерен (фиг. 23 и 28). Такое расположение этих трещинок вполне понятно, если учесть, что кварц раскалывается особенно легко параллельно оси.

Итак, изучение ориентировки кварца в рудоносных жилах показывает, что последние после образования не подвергались существенным механическим воздействиям. Отсюда следует, что возраст жил, а следовательно и месторождения, не может считаться особенно древним. Во всяком случае жилы моложе той деформации, которая привела к возникновению ориентированной структуры в толще кристаллических сланцев. Вместе с тем мы видели, что трещины, вмещающие

рудные жилы, закономерно сопряжены со структурой тектонитов, и видимо, генетически связаны с этой деформацией. В самом деле, меридиональные трещины совпадают по простираанию с осью В-тектонитов, последняя отвечает линии пересечения этих трещин с плоскостью S ориентированной структуры гнейсов. Плоскость S является несомненно плоскостью скольжения, соответственно меридиональные трещины отвечают второй плоскости скалывания. Тем самым общий план деформации намечается достаточно однозначно. Линия скольжения в обеих плоскостях скалывания должна быть расположена перпендикулярно к оси В, т. е. в плоскости S почти горизонтально с ЗСЗ простираанием, в плоскости трещин — почти параллельно линии их падения, вернее, она круто склоняется к северу в соответствии с положим наклоном на юг оси В и плоскости S. Отсюда следует, что одна из главных осей деформации совпадает с осью В-тектонитов, две другие перпендикулярны к оси В и являются биссектрисами обоих углов между плоскостью S и меридиональными трещинами. Эти данные позволяют схематически наметить положение в пространстве эллипсоида деформации (фиг. 29). Таким образом, меридиональные трещины и плоскость S ориентировки являются элементами единого плана деформации и генетически связаны с ним. Это все же отнюдь не значит, что они строго синхронны. Плоскость S, выраженная в ориентировке кварца, свидетельствует о дифференциальных движениях и синтетектонической и посттектонической перекристаллизации пород; трещины являются выражением хрупкой деформации. Соответственное образование трещин происходило при условиях, существенно иных, чем те, которые господствовали во время

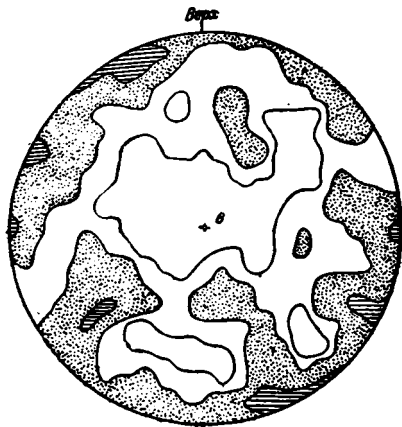
возникновения ориентировки в породах. Естественно думать, что ориентировка в породах относится к ранним стадиям деформации, а трещины приурочены к моменту ее завершения. Такое заключение вытекает также неизбежно из того, что в жилах кварц не обнаруживает следов существенной последующей деформации. Правда, на первый взгляд последний аргумент кажется мало убедительным, так как можно предположить, что моменты образования трещин и их заполнения сильно разорваны во времени. Однако такому предположению противоречат некоторые наблюдения. Они заставляют нас обратиться к рассмотрению широтных жил. Вертикальные трещины широтного простирания, к которым они приурочены, были выше определены нами как трещины разрыва. Такие трещины также находят свое место в намеченном выше структурном плане. Они параллельны главной плоскости деформации и перпендикулярны к оси *B*. Если деформацию эту не считать строго плоской (что было бы в данном случае мало вероятно и едва ли вообще имеет место в природе), а принять также некоторое удлинение по оси *B*, то образование таких трещин будет вполне понятно.

Об относительном времени образования жил меридиональных и широтных зон имеется мало данных, но в одном месте (на хребте Кургашин-чат) нами было отмечено, что жилы широтной системы пересекаются меридиональными жилами. Эти наблюдения будут подробнее описаны ниже, в соответствующем разделе, здесь нам достаточно констатации этого факта. Он дает нам возможность сказать, что образование трещин меридиональной системы происходило также и после формирования жил широтных. Отсюда следует, что о значительном разрыве во времени образования трещин и жил говорить нельзя; больше того, их следует считать в общем синхронными. Тем самым проблема возраста месторождения становится однозначной вопросу о возрасте трещин и интересующей нас деформации.

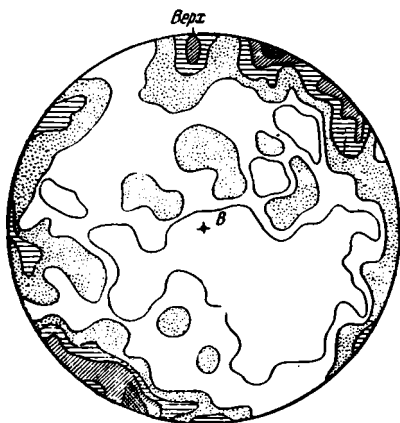
Таким образом, мы подошли к самому трудному вопросу о возрасте тех тектонических движений, с которыми связаны описанные выше элементы структуры. Выше мы пришли к выводу, что эта деформация наложена на более или менее сложную ранее сформировавшуюся складчатую структуру толщи кристаллических сланцев, вернее, в то время еще значительно меньше метаморфизованной осадочной свиты. Однако геологическая карта показывает, что эта толща является кровлей крупного массива двуслюдистого микроклинового, так называемого «уллукамского» гранита. К северу от месторождения контакт гранита с толщей кристаллических сланцев проходит на некотором протяжении вдоль левого борта долины р. Кти-Теберды. Здесь контакт этот нормальный, интрузивный, в общем согласный с залеганием пород кровли, т. е. имеет пологое падение на юг. Такое общее падение контакта проявляется также и в том, что на правом склоне Кти-Теберды, т. е. дальше на север, гранит поднимается высоко по склону, вплоть до вершины хребта, и кое-где среди него пятнами расположены выходы кристаллических сланцев, представляющих остатки кровли интрузии. Здесь расположено месторождение Дупух, представленное кварц-полевошпатовыми жилами с вольфрамитом и шеелитом, залегающими частично и среди гранитов. Наличие вольфрамоносных жил, секущих граниты, представляет интерес в аспекте интересующего нас в данный момент вопроса.

Процесс внедрения (т. е. поднятия) гранита не мог не отразиться на условиях залегания осадочной толщи, слагающей кровлю интрузии. Следовательно, современное залегание этих пород частично обусловлено наличием гранитной интрузии. Выше нам удалось установить, что деформация, с которой связано образование жил, наложена на эту

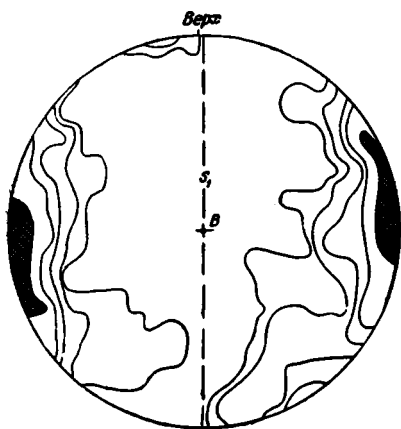
структуру. Отсюда вытекает как следствие, что эта деформация происходила уже после внедрения интрузии, вернее, после того, как дислокации пород, связанные с внедрением магмы, были уже в основном закончены. Но если такое заключение справедливо, то тектонические движения, вызвавшие глубокую деформацию пород кровли, вплоть до приобретения ими ориентированной структуры, не могли не отразиться



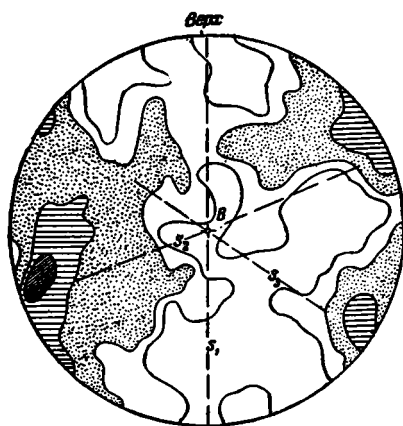
Фиг. 30. Гранит, обр. № 192. 300 оптических осей кварца. $1/2-1-2<$



Фиг. 31. Гранит, обр. № 192. 200 лейст слюды. $1/2-1-2-3-4<$



Фиг. 32. Гранит, обр. № 789. 100 лейст слюды. $1/2-1-2-3-5<$



Фиг. 33. Гранит, обр. № 789. 300 оптических осей кварца. $1/2-1-2-3<$

и на породах интрузии, во всяком случае на верхней зоне последней, которая уже затвердела (нет необходимости предполагать, что кристаллизация всего интрузивного тела была к этому времени полностью закончена). Проверка правильности такого вывода, очевидно, вполне возможна, — необходимо было выяснить, обладает ли гранит ориентированной структурой или же представляет собой породу массивную. К сожалению, имея в виду решение значительно более узких вопросов, нами не были взяты ориентированные образцы гранита, а лишь один образец вблизи от контакта его с кристаллическими сланцами на левом склоне р. Кти-Теберды (№ 192). Другой образец гранита из того же массива (№ 789), взятый в долине р. Хасаут, значительно ниже устья р. Кти-Теберды, был любезно предоставлен нам Г. Д. Афанасьевым.

Изучение ориентировки слюды и кварца в шлифах, срезанных из этих образцов перпендикулярно к слабой видимой ориентировке слюд, дало диаграммы, указывающие на наличие в граните отчетливой ориентированной структуры.

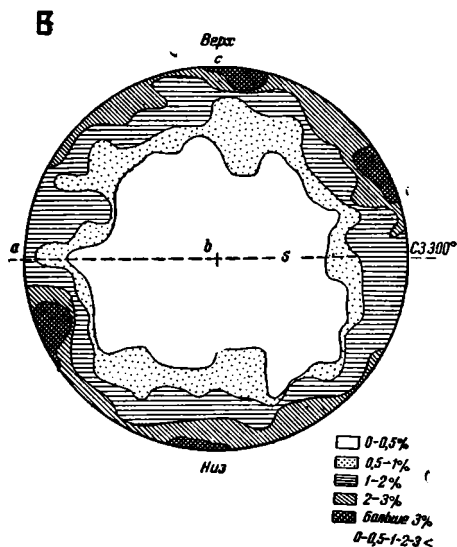
В обр. № 192 диаграмма кварца (фиг. 30) дает отчетливую поясную ориентировку кварцевых зерен, т. е. порода представляет собой по кварцу В-текtonит. Слюда (биотит и мусковит) обнаруживает ориентировку преимущественно в одной плоскости *S*, но также с ясной тенденцией к поясному расположению (фиг. 31). Таким образом, по характеру ориентированной структуры этот гранит весьма близок к кристаллическим сланцам кровли.

В обр. № 789 слюда дает четкую плоскость *S* (фиг. 32), а диаграмма кварца (фиг. 33) — два диагонально расположенных максимума. В этом образце плоскость *S* вероятнее всего является результатом сплющивания. Более подробное обсуждение этих диаграмм бесцельно, так как, к сожалению, ориентировка образцов, а следовательно и диаграмм, неизвестна. Однако самый факт наличия ориентированной структуры в граните, притом в обр. № 192 весьма сходной с ориентировкой гнейсов, представляет интерес и подтверждает положения, высказанные выше.

Неожиданное для нас и более веское подтверждение правильности сделанных выводов дали исследования Б. П. Беликова, изучавшего карьер строительного камня, расположенный в Уллукамском массиве. Карьер находится в верховьях р. Кубани, несколько выше слияния рек Уллу-кама и Узун-кола, примерно, в 40—50 км к В от месторождения Кти-Теберда. Имея в виду механические испытания гранита, Б. П. Беликов предварительно решил выяснить вопрос, насколько однороден этот гранит.

Макроскопически, особенно на плоскости распада, в нем наблюдалась очень слабая ориентировка темной слюды. В карьере гранит обладает плоскостью легкого раскола, и по этой плоскости был ориентирован блок породы, взятый для испытаний. Шлифы были срезаны в определенной ориентировке к этой плоскости: шлиф *b* параллельно ее простиранию, шлиф *a* перпендикулярно к простиранию (оба шлифа перпендикулярны к плоскости легкого раскола). В обоих шлифах измерялись слюды. Диаграммы обнаружили отчетливую ориентировку, в общем сходную в обоих шлифах и отвечающую типичному В-текtonиту (фиг. 34).

В свете интересующих нас вопросов важным является не только наличие ориентировки слюд в граните, но особенно положение оси *B* по отношению к географическим координатам. Простирание ее здесь СВ 30°, падение $C \angle 48^\circ$. Такое совпадение положения оси *B* в этом, казалось бы, почти неориентированном граните и в гнейсах месторождения указывает на региональное распространение выявленной нами деформации и поразительное постоянство общего плана последней.



Фиг. 34. Гранит из карьера Ак-тюбе у слияния рек Уллу-кама и Узун-кол. 382 лейсты биотита, $\frac{1}{2}$ —1—2—3 < (по Б. П. Беликову)

Правда, ось *B* наклонена здесь в другую сторону, но это не нарушает общей закономерности. Учитывая, что кровля гранита погружается здесь полого на север, такое погружение на север оси *B* может указывать на связь этой деформации с условиями залегания гранита. Таким образом, поставленный выше вопрос об относительном возрасте деформации пород, а следовательно и о возрасте месторождения, получает следующее решение: деформация эта, проявляющаяся также и в верхних горизонтах гранитового массива, должна быть моложе или синхронной внедрению последнего. Рудные жилы месторождения Дупух также свидетельствуют о том, что образование жил происходило после кристаллизации, по крайней мере верхних горизонтов интрузии.

Вопрос о динамических причинах описанного нами своеобразного плана деформации, совершенно не укладывающегося в рамки обычных представлений о тектонике Кавказа, решить на основе приведенного материала более или менее достоверно нельзя.

Установленный план деформации, очевидно, имеет все же не общее для Кавказа значение, поскольку в гнейсах района месторождения Бурон и р. Баксан (значительно восточнее месторождения Кти-Теберда), хотя эти породы и представляют собой *B*-тектониты, ось *B* располагается нормально, т. е. параллельно простирацию. Поэтому нам кажется, что в виде рабочей гипотезы деформацию, приведшую к описанным выше соотношениям, можно связать с процессом формирования массива уллукамского гранита.

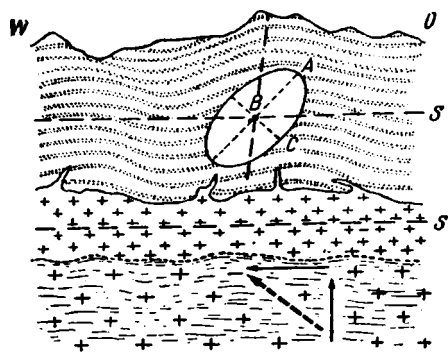
Выше мы пришли к выводу, что плоскость *S* деформации расположена почти горизонтально, вернее, на участке месторождения она имеет пологое падение на юг, на севере же, по данным Б. П. Беликова, она, видимо, падает полого на север. Таким образом, можно говорить об известном соответствии между положением этой плоскости *S* и формой кровли массива гранита. Линия скольжения в этой плоскости имеет простираание, перпендикулярное к оси *B*, т. е. более или менее параллельное общему простираанию альпийской складчатости Кавказа. Такое простираание оси *B* (СВ 19°) можно было бы расценивать как выражение поперечной складчатости. Однако такое предположение не способно объяснить почти горизонтальное положение плоскости *S* и почти вертикальное падение меридиональных жил месторождения Кти-Теберда. Оно не находит также подтверждения в общей структуре Кавказа. Установленный нами общий план деформации с главной плоскостью, перпендикулярной к оси *B*, говорит о наклонном положении в ней главных осей деформации, т. е. осей *A* и *C* эллипсоида. Такое положение осей указывает на скалывающие движения, параллельные простираанию складчатости.

С другой стороны, известно, что форма интрузивных тел в значительной мере зависит от динамической обстановки во время внедрения и соответственно определяет общий план таковой. Уллукамский гранит представляется на карте в виде тела, сильно удлиненного параллельно простираанию складчатости. Третьего измерения, т. е. глубины интрузии, мы не знаем, но очевидно, что внедрение магмы происходило снизу, преодолевая сопротивление окружающих пород. Следовательно, начальный момент внедрения характеризуется импульсом магмы, направленным снизу вверх. Однако интрузия не прорвала всей толщи осадочных пород, а, приспособляясь к динамической обстановке, господствовавшей в верхних горизонтах, распространялась в стороны, дав в конечном счете интрузивное тело, сильно вытянутое параллельно простираанию складчатости.

Эти положения не вносят ничего нового в обычные петрологические

концепции, но нам здесь важно подчеркнуть, что в процессе локализации магмы несомненно имело место распространение ее в стороны параллельно простиранию складчатости. Такое движение магмы, при одновременно продолжающемся импульсе снизу, должно было оказывать на породы кровли воздействие, эквивалентное наклонному усилию. При достаточной вязкости магмы движение ее должно было сопровождаться значительным трением и могло вызвать в породах кровли напирания, отвечающие простому сдвигу.

Установленный выше общий план деформации действительно вполне соответствует такому представлению. Такая гипотеза хорошо объясняет положение в пространстве и взаимное расположение всех наблюдаемых структурных элементов этого плана. Движения магмы, вероятно, продолжались и после того, как внешняя кора интрузии уже затвердела, и вызвали в последней деформации, аналогичные деформации толщи кристаллических сланцев. Исходя из этой гипотезы, мы должны принять, что в районе месторождения движение магмы происходило с востока на запад, что и привело к образованию почти горизонтальной плоскости S и меридиональных трещин скалывания, имеющих крутое падение на запад (фиг. 35). В свете этой гипотезы определенное решение получает также вопрос о связи вольфрамового оруденения с магматическими процессами. Поскольку на месторождении отмечено пересечение широтных жил меридиональными, оруденение в общем синхронно возникновению трещин и, следовательно, генетически связано с глубинными зонами той же уллукамской интрузии.



Фиг. 35. Общая схема деформации участка

III. ВОПРОСЫ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ

При общей неравномерности оруденения в пределах главного рудного поля можно все же, как было указано, подметить ряд закономерностей в распределении рудных компонентов в жилах и интенсивности их проявления.

Так, наряду с оруденелыми в той или иной степени жилами выделяются группы жил, практически безрудных. К последним относятся Западная широтная зона и заведомо более древняя относительно меридиональных жил Южная широтная зона. Наиболее интересными в промышленном отношении являются меридиональные группы жил и Северная широтная зона. Микроскопическое изучение показывает, что они весьма сходны между собой и по минералогическому составу, заметно отличаюсь от двух первых указанных групп.

Вторая особенность, также отмеченная ранее, заключается в различном влиянии на локализацию оруденения разных по составу пород, что особенно отчетливо устанавливается для Восточной меридиональной зоны, но имеет место и для Северной группы широтных жил.

Для уяснения отмеченных закономерностей уместно привести краткие данные по микроскопическому изучению различных групп жил, предпослав им описание вмещающих пород.

1. Вмещающие породы

Толща кристаллических сланцев, вмещающая кварц-полевошпатовые жилы, состоит главным образом из кварцево-сланцевых сланцев и двуслюдяных гнейсов. Эти породы макроскопически совершенно сходны, отличаясь в сущности лишь большим или меньшим содержанием кварца, и объединяются нами под общим названием «двуслюдяных гнейсов». Среди этого комплекса особо выделяется ряд мощных прослоев более светлых гнейсов, характеризующихся небольшим количеством темноцветных компонентов и, еще более отчетливо, согласные прослои амфиболитов. Контакты рудоносных жил с гнейсами очень резкие и макроскопически не обнаруживают существенных изменений вмещающих пород, за исключением слабой импрегнации их арсенопиритом и сульфидами. Наоборот, экзоконтактные изменения, вызванные рудоносными жилами в амфиболитах, выражены весьма отчетливо. Они проявляются в изменении первоначального темнозеленого цвета этих пород в бурый и интенсивной импрегнации их рудными минералами, преимущественно арсенопиритом и пирротинном. В пределах амфиболитового прослоя значительно повышается также содержание шеелита, причем он приурочен здесь не только к самим жилам, но встречается в экзоконтактных зонах среди измененных амфиболитов в виде неправильных выделений и в связи с тонкими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками.

В противоположность этому, безрудные жилы Западной зоны, залегающие в амфиболитах, не вызывают никакого их изменения.

Указанные различия в характере экзоконтактных изменений гнейсов и амфиболитов и в степени оруденения, а также неодинаковое влияние на вмещающие породы отдельных групп жил, заставило нас взять ряд образцов, характеризующих как самые жилы различных типов и экзоконтактные их изменения, так и образцы неизмененных пород. Ниже приводим описание последних.

Гнейсы. Главная масса гнейсов представляет собой серые, явно сланцеватые породы, состоящие преимущественно из кварца, полевого шпата и слюды. Лейсты слюды обладают параллельной ориентировкой и скопляются преимущественно в виде полос, придающих породе строчечную структуру. Относительное количество основных компонентов в породах сильно варьирует даже в пределах одного шлифа. Наряду с участками, в которых полосы слюды распределены более или менее равномерно, имеются полосы, сложенные почти исключительно из агрегата мелкозернистого кварца с редкими обрывками слюды. Граница таких кварцевых полос с более однородным гнейсом часто весьма отчетливая, нередко наблюдается также резорбция кварцем других компонентов, что позволяет считать их эпигенетическими образованиями типа кварцевых жилок, параллельных сланцеватости. В ряде случаев, однако, границы кварцевых полос неясны, что затрудняет оценку относительного содержания кварца в породе.

Полевой шпат в большинстве случаев калиевый, без заметного двойникового строения, образующий неправильно-округлые зерна. Гораздо реже встречается кислый плагиоклаз. Он обычно сильно серицитизирован и с трудом поддается более близкому определению. Во многих случаях заметно, что более крупные зерна полевого шпата обволакиваются пластинками слюды, что придает породе очковую структуру. Иногда устанавливается также вращение слюды в зерна плагиоклаза по трещинкам.

Слюда представлена бесцветной разностью и биотитом, причем от-

носительные их количества часто варьируют. Соотношение их неясно. Наряду с самостоятельными лейстами обоих минералов часто наблюдается тонкое их срастание параллельно спайности. В ассоциации со слюдой присутствуют удлиненные зерна рудного минерала.

Из аксессуарных минералов в гнейсах чаще других присутствуют апатит и циркон, имеющий округлую форму зерен. Реже наблюдаются сфен, рутил и очень редко — турмалин и гранат. Последние вместе с мелкозернистым неориентированным агрегатом биотита и кварца образуют местами линзовидные обособления, огибаемые полосами главной массы слюды. Среди таких образований иногда имеются мелкие зерна рудного минерала.

Лейкократовые гнейсы. Залегают среди описанных выше пород в виде согласных прослоев, обычно значительной мощности, измеряемой десятками метров, но местами и в виде тонких пропластков. Порода состоит преимущественно из полевого шпата, меньше — кварца и слюды; макроскопически она обладает слабо заметной сланцеватостью. Полевой шпат преимущественно калиевый, образует неправильно-округлые, несколько удлиненные параллельно сланцеватости зерна, без видимого двойникового сложения. Обычно в подчиненном количестве встречается свежий, изредка сдвойникованный кислый плагиоклаз, почти не серицитизированный, определяемый как № 37. Зерна полевых шпатов обычно плотно прилегают друг к другу и содержат округлые включения кварца. Чаще же кварц образует небольшие неправильные скопления между кристаллами полевых шпатов, изредка напоминающие невыдержанные прожилки; иногда наблюдается резорбция кварцем полевого шпата. Слюда присутствует в относительно небольшом количестве и представлена чаще биотитом, реже — бесцветной разностью. Пластинки ее обычно располагаются между зернами полевого шпата и заметно их обтекают. Нередки также случаи проникновения слюды в зерна полевого шпата по трещинам. Соотношение слюды с кварцем неясное. Она чаще заключена между его зернами и имеет порой изогнутые формы, но изредка пластинки слюды включены также в кварце. В качестве аксессуаров в породе иногда встречается рудный минерал, нередко в ассоциации со сфеном, который его окружает, а также мелкие, несколько округлые кристаллики циркона в виде включений в зернах полевого шпата.

Амфиболиты. Образуют ряд согласных пластов среди гнейсов. Наиболее выдержаны из них два. Оба они обнажаются по северному склону хребта Кургашин-чат и при мощности около 10—12 м прослеживаются далеко на запад. Кроме этих двух выдержанных пластов, имеется еще ряд менее мощных, иногда заметно выклинивающихся в том или другом направлении. Ряд мощных пластов амфиболита встречается также значительно западнее рудного поля, среди гнейсов левого склона р. Хасаут. Увязывать их с отмеченными выше пластами, выходящими в пределах рудного поля, пока нет достаточных оснований.

Во всех указанных выходах амфиболиты залегают согласно с вмещающими гнейсами; несогласных, секущих контактов нигде не обнаружено. Контакты обеих пород обычно довольно резкие, отчетливые, но нередко в приконтактной части можно наблюдать чередование их, иногда весьма тонкое. Так, выше штольни № 3, на северном склоне хребта Кургашин-чат, в лежащем контакте одного из выдержанных прослоев амфиболита устанавливается следующая последовательность: 1) амфиболит, 2) светлый гнейс, 3) амфиболит с прослоями темного гнейса, 4) гнейс темный, полосчатый.

Хотя породы здесь несколько изменены в связи с наличием рудных

жил, все же и под микроскопом отчетливо видно местами тонкое чередование обеих пород, причем отличаются они друг от друга почти только присутствием того или иного темноцветного компонента; в остальном же минералогический состав их (включая и акцессории) весьма близок.

Во всех осмотренных выходах амфиболиты довольно однородны и представляют собой плотные, мелкозернистые темные зеленовато-серые породы, иногда с заметной сланцеватостью. Помимо основных компонентов — роговой обманки и менее обильных плагиоклаза и кварца, — в них постоянно присутствуют в большем или меньшем количестве сфен, гранат, рудный минерал и очень редко — апатит и циркон.

Роговая обманка (обычная, светлозеленая) слагает до 85% площади шлифов. Она образует удлиненные кристаллы с рваными, нередко расщепленными окончаниями, обычно расположенные в беспорядке, реже обнаруживающие параллельную ориентировку. В промежутках между кристаллами роговой обманки заключены зерна плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз лишь изредка обнаруживает двойниковое сложение и в таких случаях определяется как андезин (№ 45—48). В большинстве случаев он серицитизирован, реже — несколько эпидотизирован, но часто встречаются также совершенно свежие зерна. Роговая обманка заметно прорастает плагиоклаз, кварц явно его корродирует.

Совместно с полевым шпатом и кварцем иногда встречаются неправильные зерна граната, а по всему полю шлифов, чаще в ассоциации с роговой обманкой, разбросаны мелкие зерна сфена. Последний нередко образует также скопления или цепочки, расположенные иногда в определенной ориентировке. Повидимому, сфен образовался за счет рудного минерала (ильменита), так как он нередко сопровождает его, а рудные зерна часто окружены каемкой лейкоксена. Изредка в породе наблюдаются также неправильно-округлые зерна апатита и очень редкие, разбросанные по всему полю шлифов, кристаллики циркона, всегда несколько округлой, близкой к эллипсоидальной, формы.

Параллельно сланцеватости в амфиболитах иногда располагаются кварцевые и кварц-кальцитовые жилки. Кварц в них образует зерна, удлиненные перпендикулярно к контакту, обладает резко волнистым погасанием и обычно запылен очень мелкими включениями. При наличии в таких прожилках кальцита кварц заметно его корродирует.

Таким образом, для прослоев амфиболита характерны значительная выдержанность их, согласное залегание с вмещающими породами и отсутствие секущих контактов. В контакте с гнейсами устанавливается перемежаемость обеих пород. Эти факты, а также наличие в амфиболитах несколько округлых зерен циркона, говорят за то, что их скорее следует считать первоначально-осадочными образованиями.

2. Минералогический состав жил

Как уже указывалось, отдельные группы жил месторождения Кти-Теберда по минералогическому составу несколько различны. Поэтому мы считаем необходимым дать отдельное их описание. Так как в нашу задачу не входило детальное изучение всех кварцево-полевошпатовых жил, приводимое ниже описание будет кратким и основанным на ограниченном материале.

При изложении данных по составу жил мы придерживаемся следующего порядка. Вначале описываются практически безрудные Южная и Западная широтные зоны, затем зоны меридиональные и, наконец, Северная и Северо-западная группы широтных жил. При этом, в соот-

ветствии с нашей задачей, особое внимание уделяется фактам, указывающим на закономерности оруденения, и делается попытка объяснения их сущности.

Южная широтная зона. Представлена группой невыдержанных по простиранию жил, с крутым северным падением, залегающих среди гнейсов. Жилы сложены, в основном, кварцем, но в приальбандовых частях нередко полевошпатовые оторочки. Совместно с полевым шпатом весьма часто встречаются пластинки светлой слюды, изредка присутствующие также в центральной, существенно кварцевой части жил. Под микроскопом устанавливается, что полевошпатовые альбанды состоят главным образом из плагиоклаза в виде довольно крупных, обычно почти не серицитизированных зерен, нередко хорошо сдвойникованных, которые определяются как альбит № 10—12. Между зернами плагиоклаза располагается кварц, заметно его корродирующий. В отдельных участках кварц образует сплошные поля, среди которых наблюдаются лишь небольшие участки плагиоклаза.

Светлая слюда ассоциируется с альбитом. Она располагается между его зернами, нередко окружает их и дает в них неправильные вроски. Иногда крупные пластинки слюды содержат мелкие включения зерен альбита. Изредка наблюдается резорбция слюды кварцем. Сплошные кварцевые участки (преимущественно центральные части жил) состоят из крупных зерен кварца с волнистым, до мозаичного, погасанием. В западной части зоны кварц заметно трещиноват и иногда залечивается своеобразным высокопреломляющим хлоритом. Последние обстоятельства следует, очевидно, связывать с наличием проходящего вблизи Северного сброса.

Оруденение в жилах макроскопически почти не устанавливается, за исключением крайне редкой вкрапленности арсенопирита и галенита в приконтактных частях. По данным О. Г. Нуридзиняна, производившего в 1939—1940 гг. изучение месторождения по линии СКГУ, в одной из жил отмечено выделение зерен шеелита. Изменение вмещающих гнейсов около контакта с жилами выражается лишь в некоторой хлоритизации биотита.

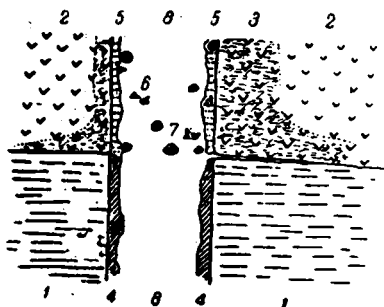
Западная зона широтных жил. Представлена рядом мощных параллельных жил, залегающих в амфиболитах. Жилы в основном кварц-полевошпатовые, но в них встречаются участки почти нацело кварцевые (преимущественно в центральной части, иногда и во всю мощность жил). В других случаях жила сплошь заполнена полевошпатовым материалом; тогда центральная часть содержит крупнозернистые полевошпатовые обособления с довольно крупными пластинками слюды, и порода приобретает облик, близкий к пегматиту. Главной составной частью существенно полевошпатовых участков является свежий, почти не серицитизированный плагиоклаз с редко выявляющимся двойниковым сложением, определяемый как альбит № 9—12. Зерна альбита имеют неправильные контуры и обычно плотно прилегают друг к другу. Между ними, иногда в виде довольно крупных обособлений, заключен кварц, который заметно их корродирует. Слюда также располагается обычно между зернами альбита, реже дает вроски в них. Иногда более крупные пластинки слюды, располагаясь на периферии зерен альбита, содержат мелкие участки последнего, ориентированные одинаково с основным его зерном. В редких случаях заметно развитие слюды по трещинкам в плагиоклазе. Иногда в породе наблюдаются тонкие прожилки и неправильные выделения кальцита между зернами плагиоклаза. Ни макроскопически, ни под микроскопом в жилах не обнаружено и следов оруденения. Равным образом не

установлено никаких изменений амфиболитов, среди которых проходят жилы.

Из приведенного краткого описания минералогического состава жил Западной и Южной зон с достаточной очевидностью устанавливается их аналогия. И хотя эти группы являются самостоятельными образованиями, их, видимо, следует считать сингенетичными и вместе с тем более древними, чем меридиональные жилы.

Зоны меридиональных жил

Меридиональные зоны представлены двумя сериями параллельных жил, прослеживающихся на значительные расстояния. Главной составной частью в них является кварц, которому уступает полевой шпат,



Фиг. 36. Зарисовка участка кварц-полевошпатовой жилы из Восточной меридиональной зоны, в контакте гнейса с амфиболитом

1 — гнейс; 2 — амфиболит; 3 — амфиболит биотитизированный; 4 — калишпатовый зальбанд; 5 — плагиоклазовый зальбанд; 6 — сульфиды; 7 — шеелит; 8 — кварц

постоянно тяготеющий к контактам. Мощность полевошпатовой оторочки на отдельных участках различна, иногда она пропадает совершенно; в таких случаях кварц прилегает непосредственно к вмещающей породе. Наоборот, изредка встречаются тонкие жилки, сложенные нацело полевым шпатом.

В ряде случаев уже макроскопически заметно, что кварц является в жилах более молодым образованием; он резорбирует полевой шпат и иногда дает в нем прожилки.

Из рудных минералов в жилах чаще других наблюдаются арсенопирит и шеелит. Оба эти минерала располагаются обычно в призальбандовых частях, причем арсенопирит об-

разуется также крупные столбчатые зерна с параллельной штриховкой во вмещающих породах около контакта с жилой. Гораздо реже присутствуют галенит, пирротит и халькопирит, которые в виде тонких прожилок секут сами жилы, а иногда и вмещающие породы.

Совершенно отчетливо устанавливается, что степень оруденения, как и импрегнация рудными минералами вмещающих пород, более интенсивны для тех частей жил, которые залегают в амфиболитах. Последние подвергаются интенсивному околожильному изменению. Сами рудные жилы при пересечении амфиболитов также претерпевают существенные изменения в минералогическом составе (фиг. 36). Чтобы лучше уяснить себе указанные различия и их причину, удобнее дать раздельное описание рудных жил и экзоконтактных изменений при прохождении их в гнейсах и особо остановиться на случае залегания их в амфиболитах.

а) Меридиональные жилы в гнейсах. Западная зона меридиональных жил залегает в гнейсах на всем видимом протяжении. Восточная зона также на значительном расстоянии проходит среди гнейсов и лишь близ северного конца пересекает амфиболиты. Обе эти зоны представлены сериями сближенных параллельных жил с прямолинейными ограничениями, весьма выдержанных по простиранию.

Контакт жил с гнейсами резкий, и макроскопически никаких изменений последних обычно не наблюдается. Изредка наблюдается лишь незначительная импрегнация их столбчатыми кристаллами арсенопири-

та и тонкими прожилками галенита. Зона импрегнации сульфидами не превышает 5—10 см, обычно она менее мощная. В зоне, прилегающей к контакту с жилой, полевым шпат (калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз) является часто преобладающей составной частью гнейсов и образует крупные, неясно оконтуренные зерна. Кварц распределен неравномерно в виде неправильных скоплений зерен; часты также округлые зерна, включенные в полевом шпате. Слюда нередко сильно хлоритизирована, и наряду с полосами ее отдельные лейсты включены в полевом шпате и кварцевых участках. Наблюдаются также скопления мелких зерен рутила и крупные кристаллы арсенопирита. Последний нередко дает идиоморфные вроски в полевой шпат, причем на границе с ним постоянно наблюдается тонкая отчетливая каемка альбита. Тонкие неправильные прожилки галенита обычно расположены между зернами силикатов. В приконтактной части с гнейсами жилы, как уже указывалось, сильно обогащены полевым шпатом. Мощность полевошпатовой оторочки различна; местами она совсем отсутствует. Полевой шпат здесь представлен главным образом калиевой разновидностью с редко наблюдаемой микроклиновой решеткой и с углом оптических осей — 62—64°. Он образует крупные, довольно свежие зерна, лишь иногда несущие следы некоторого дробления, выражающиеся в наличии трещин. Наряду с отмеченными крупными зернами калиевого полевого шпата, здесь имеется также более мелкозернистый агрегат довольно сильно серицитизированного плагиоклаза, приуроченный к промежуткам между зернами калиевого полевого шпата и к границе зерен. Кристаллы плагиоклаза обычно не сдвойникованы, иногда имеют идиоморфные ограничения и вдаются в калиевый полевой шпат. В некоторых случаях наблюдается проникновение неправильных полос этого мелкозернистого агрегата внутрь крупных зерен калиевого полевого шпата, с заметным замещением последнего. Повидимому, это связано с некоторым дроблением крупных зерен калиевого полевого шпата и последующим залечиванием их агрегатом плагиоклаза.

В отмеченных полевошпатовых зальбандах, чаще непосредственно у контакта с гнейсом, встречаются крупные зерна рутила, а также апатит. Между зернами полевого шпата постоянно присутствуют некоторые количества кварца, заметно его корродирующего. К приконтактной части жил приурочены также выделения рудных минералов. Они наблюдались лишь среди кварца и представлены шеелитом, арсенопиритом, галенитом и гораздо реже пирротинном и халькопиритом. Все эти минералы иногда дают небольшие совместные скопления в самой жиле около контакта.

Наиболее часто встречается арсенопирит. Он дает призматические крупные зерна, растающие в кварц; кристаллы его иногда трещиноваты и залечиваются кварцем, реже хлоритом.

Шеелит встречен в виде неправильных, заметно дробленных зерен, проникнутых местами прожилками кварца. Соотношения шеелита с полевым шпатом не выяснены. Прочие рудные минералы играют в жилах явно подчиненную роль. Они располагаются между зернами кварца, иногда заметно цементуют арсенопирит и шеелит. Соотношения их между собой вследствие небольших количеств не установлены.

Из последующих образований следует отметить развитие по пирротину марказита вдоль трещинок, иногда с образованием лапчатых вростков во вмещающих зернах. Непосредственно кварцевая часть жил представлена крупными зернами, большей частью изометричными, иногда удлинненными перпендикулярно к зальбандам. По границе крупных зерен наблюдается мелкозернистый агрегат кварцевых зерен,

представляющий собой, повидимому, продукт рекристаллизации несколько дробленных участков.

Среди кварцевой части жил встречаются корродированные полевошпатовые участки и тонкие прожилки сульфидов между зернами кварца.

б) Меридиональные жилы в амфиболитах. Как уже отмечалось выше, в контакте меридиональных жил с амфиболитом наблюдаются интенсивные экзоконтактные изменения. Они выражаются в побурении амфиболита и порою в наличии в приконтактной с жилами части интенсивной импрегнации породы арсенопиритом. Мощность зоны такой измененной породы вообще изменчива и иногда в несколько раз превышает мощность воздействовавшей жилки. В тех местах, где амфиболит пересекается серией сближенных жилок, нормальной, неизмененной породы часто не сохраняется совершенно или она сохраняется лишь участками, и общая мощность измененных пород достигает нескольких метров. Переход от нормального амфиболита к измененному более или менее постепенный и для более мощных жил осуществляется на протяжении 2—3 см; для маломощных жил он более резкий. Под микроскопом видно, что изменение амфиболита выражается в первую очередь в том, что роговая обманка уступает место своеобразной бурой слюде. Достаточно отчетливо устанавливается, что во всяком случае главная масса слюды является результатом изменения роговой обманки. Особенно хорошо это видно в зоне перехода к неизмененному амфиболиту, где можно проследить различные стадии замещения роговой обманки биотитом — от нарастания последнего по периферии ее зерен и проникновения в нее по спайности до полного ее исчезновения, иногда с сохранением реликт. Около контакта амфиболит исчезает, и биотит здесь является преобладающим минералом. Пластинки биотита располагаются в различных направлениях, образуя сплошные поля.

Между основной массой слюды в породе включены зерна плагиоклаза. Они обычно крупные, с неправильными неясными контурами, большей частью серицитизированы и не обнаруживают двойникового сложения. Реже наблюдаются более свежие и сдвойникованные зерна, относящиеся к № 40—43.

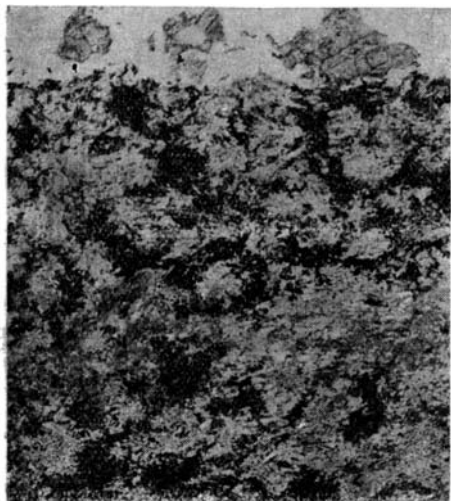
Зерна плагиоклаза обволакиваются бурой слюдой, которая изредка проникает в них по трещинам и дает также лапчатые вростки.

Кроме этих двух основных компонентов, в породе присутствуют мелкие зерна сфена и ильменита, а также более редкие зерна граната. Общее количество этих второстепенных компонентов примерно такое же, как и в неизмененных амфиболитах. По своему положению сфен обычно ассоциируется с ильменитом, иногда окружает зерна последнего; чаще же ильменит окружен каемкой лейкоксена.

Постоянно в породе присутствует также кварц, в количестве не свыше 5—10%. Он заметно корродирует бурую слюду и плагиоклаз. Вблизи контакта с жилой в породе иногда встречаются крупные идиоморфные зерна апатита и редкие скопления кристаллов рутила.

Часто в природе наблюдается импрегнация рудными минералами — арсенопиритом и в меньшей мере пирротинном и галенитом. Содержание их неравномерное, но, как правило, резко возрастает к контакту с жилой, хотя тонкие прожилки и цепочки пирротина и галенита встречаются на значительном расстоянии от контакта, даже среди неизмененного амфиболита. Арсенопирит в большинстве случаев образует правильные столбчатые кристаллы с грубой продольной штриховкой; длина их достигает 2—3 см. Они заметно прорастают полево-

шпат и слюду и нередко содержат включения лейст последней. Нередко зерна его трещиноваты и залечиваются альбитом или хлоритом. Пирротин и таленит образуют неправильные прожилки и сгустки между пластинками бурой слюды и зернами плагиоклаза. Изредка можно наблюдать проникновение их по спайности в эти минералы. В зоне измененных амфиболитов устанавливается также шеелит в связи с тонкими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками. Сравнительно редко в породе присутствует хлорит. Он, как указывалось выше, цементирует дробленные кристаллы арсенопирита и замещает бурую слюду. Нередко хлорит совместно с кальцитом образует тонкие прожилки.



Фиг. 37. Контакт меридиональной рудоносной жилы с амфиболитом. Внизу амфиболит, который затем сменяется биотитизированным амфиболитом с сульфидами (черные); к нему прилегает полевошпатовый зальбанд жилы с шеелитом. Шлиф 85, прозрачный. $\times 6$. Ник. ||



Фиг. 38. Контакт меридиональной жилы с амфиболитом. Влево — биотитизированный амфиболит, вправо — плагиоклазовый зальбанд жилы с шеелитом (темносерый). Шлиф 85, прозрачный. $\times 50$. Ник. +

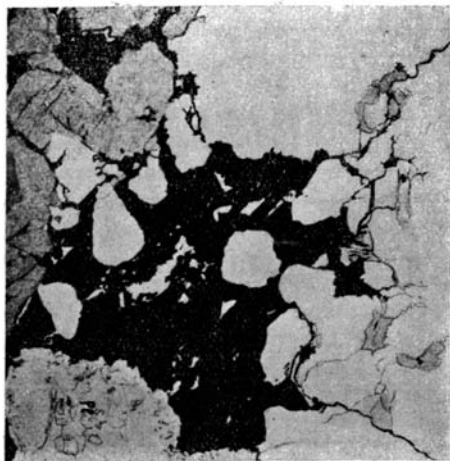
Непосредственный контакт с жилой большей частью резкий и обычно представлен оторочкой светлосерого плагиоклаза. Тонкие жилки нередко сплошь сложены им и, наоборот, в мощных жилах часты случаи прилегания к породе непосредственно сплошных полей кварца.

В стыке породы с плагиоклазовой оторочкой иногда замечается обогащение крупными идиоморфными зернами апатита. Плагиоклаз оторочки образует крупные, нередко хорошо образованные зерна, часто сильно серицитизированные и без заметного двойникового сложения. Гораздо реже наблюдаются более свежие зерна, определяемые как № 30—32. Между зернами плагиоклаза в оторочке имеется небольшое количество кварца, который кристаллизовался позже плагиоклаза и заметно его корродирует. Кварцем же слагается почти нацело центральная часть более мощных жил.

В пределах полевошпатового зальбанда обычно наблюдается интенсивная концентрация арсенопирита, местами образующего почти не-

прерывную каемку в части, прилегающей к стенке жилы. К зальбандам же приурочена главная масса шеелита. Зерна его располагаются большей частью между кристаллами плагиоклаза, обычно в неясных с ним соотношениях (фиг. 37 и 38). Гораздо реже можно видеть зерна шеелита, включенные в кристаллах плагиоклаза. Наконец, в отдельных случаях шеелит дает прожилки, секущие скопления зерен плагиоклаза. Следовательно, в массе своей плагиоклаз и шеелит по времени кристаллизации в жилах близки, причем кристаллизация шеелита, очевидно, закончилась несколько позже, чем плагиоклаза.

Соотношение шеелита с кварцем устанавливается довольно отчетливо по наличию в шеелите прожилков последнего.



Фиг. 39. Соотношение шеелита (серый), кварца (белый) и сульфидов (черные). В контакте плагиоклаза (Pl) с сульфидами заметна тонкая каемка альбита. Шлиф 02, прозрачный. $\times 20$. Ник. ||



Фиг. 40. Альбитовая каемка в контакте сульфидов (черные) с серицитизированным плагиоклазом. Серое зерно — апатит. Шлиф 50, прозрачный. $\times 45$. Ник. под углом 45°

Кристаллизация арсенопирита также предшествовала кристаллизации кварца, который залечивает в нем трещинки. Арсенопирит иногда образует неправильные, не вполне четкие прожилки в шеелите, что говорит за некоторое запаздывание его кристаллизации относительно кристаллизации шеелита.

Среди кварц-полевошпатовой массы изредка устанавливаются редкие зерна флюорита и кальцита, обычно расположенные между зернами кварца и плагиоклаза. Из рудных минералов, кроме шеелита и арсенопирита, довольно часто в жилах встречаются галенит и пирротин. Гораздо реже можно наблюдать пирит, сфалерит и халькопирит. В единичных зернах среди галенита установлены самородный висмут и висмутин. Все эти минералы располагаются между зернами кварца и полевого шпата и образуют местами значительные скопления. Чаше же они дают тонкие жилки между зернами силикатов, иногда также развиваются по спайности в флюорите и кальците. Любопытно, что в случае проникновения пирротина и галенита между зернами плагиоклаза и по трещинам в них, эти минералы постоянно сопровождаются образованием водяно-прозрачной каемки альбита, отчетливо заметной на фоне сильно разрушенных серицитизированных зерен плагиоклаза (фиг. 39 и 40).

В более крупных скоплениях сульфидов иногда имеются включения зерен плагиоклаза, отделенные от них тонкой каемкой альбита, а также заметны дробленые зерна шеелита и арсенопирита. Наблюдения над соотношениями сульфидов устанавливают следующий порядок их кристаллизации: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит и висмутовые минералы.

Пирит цементирует дробленые зерна арсенопирита и шеелита и образует кристаллы, идиоморфные относительно пирротина и других сульфидов. Пирротин дает неправильные, иногда угловатые зерна среди сфалерита. Нередко два лежащие рядом зерна пирротина, разделенные прожилками сфалерита, имеют одинаковую ориентировку и корродируются последним. Сфалерит часто содержит тонкую эмульсионную вкрапленность халькопирита, главная масса которого располагается между его зернами и по периферии скоплений их и заметно его корродирует. Галенит образует крупные обособления и чаще других сульфидов является цементом для зерен шеелита и арсенопирита. Реже он устанавливается совместно с халькопиритом, который он заметно корродирует. Среди галенита устанавливаются единичные изометрические кристаллы самородного висмута, размером до 0.04 мм, и столь же мелкие удлиненные зерна висмутита.

Из последующих образований среди сульфидов следует отметить марказит, который развивается в виде колломорфных, иногда дендритовых форм в связи с трещинками в пирротине. Наиболее поздними образованиями в жилах являются тонкие кальцитовые прожилки, иногда ассоциирующиеся с хлоритом. В шлифах установлено пересечение ими арсенопирита, кварца и даже галенита. С этими прожилками, по видимому, следует связывать хлоритизацию бурой слюды измененного амфиболита.

Приведенное описание изменений амфиболита в контакте с рудонесными жилами показывает, что оно характеризуется интенсивной импрегнацией породы рудными минералами и замещением роговой обманки амфиболита бурой слюдой. В связи с этим известный интерес представляло более точное определение слюды, для которой получены следующие оптические константы:

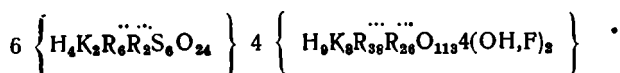
$2V$ для линии $C = 11.7^\circ$; для линии $D = 10.2^\circ$ и для линии $F = 14.1^\circ$.

$Ng = 1.623 \pm 0.003$; $Ng - Np = 0.0405 \pm 0.005$.

Химический анализ слюды

Окислы	Весовые %	Молекулярные количества
SiO ₂	36.87	0.614
TiO ₂	1.92	0.024
Al ₂ O ₃	16.20	0.158
Fe ₂ O ₃	11.70	0.073
FeO	6.78	0.094
MnO	0.38	0.055
MgO	12.90	0.320
CaO	0.06	0.001
Na ₂ O	0.46	0.007
K ₂ O	9.05	0.096
H ₂ O— ₁₁₀	0.19	—
H ₂ O+ ₁₁₀	3.30	0.183
F	0.90	0.047
Поправка на F	0.38	—
Сумма	100.33	

Химический анализ чисто отобранной слюды¹ показал весьма высокое содержание полуторных окислов, так что состав не может быть выражен в обычных химических формулах. Поэтому расчет был сделан по содержанию RO на идеальную молекулу биотита, а остаток пересчитан на гипотетический оксилепидомелан, совершенно не содержащий RO. На основании такого пересчета состав слюды выражается в следующем виде:



Таким образом, процесс изменения амфиболита в контакте с рудными жилами связан с значительным привнесом щелочей и полуторных окислов, что хорошо согласуется с образованием полевошпатовых зальбандов в самих кварцевых жилах, существенно калишпатовых (с небольшим количеством плагиоклаза) в контакте с гнейсами и плагиоклазовых в контакте с амфиболитами. Более интенсивное оруденение амфиболита по сравнению с гнейсами, видимо, находит объяснение в том, что роговая обманка сравнительно легко вступает во взаимодействие с рудонесными растворами, в результате чего равновесие в растворе нарушается и выпадают рудные минералы, в первую очередь шеелит и арсенопирит.

Весьма интересен также факт ассоциации последующих сульфидов (пирротина и галенита) с альбитом. В самом деле, во всех случаях на стыке сульфидов с плагиоклазом имеет место альбитизация последнего, выражающаяся в образовании на границе минералов тонкой водянoproзрачной оторочки альбита, хорошо заметной на общем фоне сильно серицитизированных зерен плагиоклаза. Этот факт указывает на то, что и отложение позднейших сульфидов также связано с фиксацией щелочей.

Северная зона широтных жил

Эта зона представлена группой невыдержанных по мощности и по простиранию, в общем параллельных жил, с крутым изменчивым падением к северу и к югу. Жилы сложены кварцем, но иногда присутствуют также полевошпат и светлая слюда, выделения которых чаще тяготеют к зальбандам, но иногда устанавливаются и в центральной части жил.

Оруденение в жилах представлено преимущественно крупными зернами шеелита, неравномерно распределенными. Кроме шеелита, в призальбандовых частях встречаются арсенопирит и галенит. На значительном протяжении жилы залегают в гнейсах и лишь в западной части на некотором расстоянии пересекают амфиболит. При этом, как и для меридиональных жил, здесь наблюдается обогащение шеелитом.

Микроскопическое изучение показывает, что по минералогическому составу рудонесные жилы описываемой зоны во многом сходны с меридиональными жилами.

а) Жилы в гнейсах. Как и для меридиональных жил, в приконтактных частях с жилами этой группы гнейсы макроскопически не претерпевают никаких изменений. Лишь под микроскопом устанавливается некоторое дробление на контакте, выражающееся в трещинова-

¹ Анализ произведен в химической лаборатории Института геологических наук аналитиком В. М. Некрасовой.

тости полевого шпата и слабом изгибании пластинок слюды. Постоянно устанавливается хлоритизация последней, имеются также случаи проникновения хлорита по трещинкам в полевой шпат.

Непосредственно к гнейсу в большинстве случаев прилегает кварц, изредка наблюдается полевошпатовая оторочка, которая обычно состоит из крупных зерен полевого шпата без заметной микроклиновой решетки с $2V = -63^\circ$ и значительного количества кварца. Полевой шпат явно корродируется кварцем, так что от него остаются порою лишь реликты, представляющие внешнюю зону кристаллов, в то время как центральная часть нацело замещена кварцем.

В ряде случаев наблюдаются крупные обособления кварца, среди которых сохраняются лишь неправильные мелкие зерна калиевого полевого шпата, имеющие одинаковую ориентировку. Контуры зерен калиевого полевого шпата зачастую весьма неправильные и к стыку их, а также иногда и к границе с кварцем, часто приурочены мелкие зерна довольно серицитизированного кислого, ближе не определимого плагиоклаза, обычно не сдвойникового, но имеющего нередко идиоморфные очертания. Эти зерна образуют неправильные цепочки между кристаллами калиевого полевого шпата и частично вырастают в них. В некоторых случаях плагиоклаз образует значительные скопления и количественно преобладает. Небольшие скопления и отдельные зерна плагиоклаза иногда встречаются и непосредственно среди кварца.

В ассоциации с полевым шпатом часто наблюдаются крупные пластинки светлой слюды, иногда включающие мелкие зерна плагиоклаза. Местами слюда образует вроски в калиевый полевой шпат. Слюда заметно корродируется кварцем. В призальбандовых частях жил иногда устанавливаются также скопления мелких зерен рутила и отдельные крупные кристаллы апатита. Шеелит и сульфиды присутствуют только среди кварца, в тех же соотношениях, как и в других группах жил.

б) Ж и л ы в а м ф и б о л и т е. Наблюдение над поведением рудосных жил в амфиболите для этой зоны весьма затруднено разрушенностью пород в связи с наличием здесь многочисленных, но, видимо, небольших по амплитуде, послерудных подвижек. Однако вполне ясно, что столь резкого изменения амфиболитов, как это имело место в случае пересечения их меридиональными жилами, здесь не имеется. Обычно лишь под микроскопом отчетливо устанавливается биотитизация роговой обманки, но случаев окончательного ее исчезновения не наблюдалось. Как уже отмечалось, на этом участке имеет место обогащение жил шеелитом. Шлифы, взятые из таких обогащенных шеелитом мест, показывают почти полное их тождество по составу с меридиональными жилами в амфиболитах. В приконтактовой части наблюдается невыдержанная кромка плагиоклаза в виде крупных, сильно серицитизированных зерен без заметного двойникового сложения. Изредка встречаются зерна с ясными двойниками, определяемые как № 35—36. Здесь же в небольшом количестве присутствуют пластинки светлой слюды, которые обычно располагаются между зернами полевого шпата, шеелит сопровождается плагиоклазом и иногда заметно обволакивается слюдой.

Таким образом, литологический контроль, описанный для Восточной меридиональной зоны, не является локальным, а, видимо, имеет более общее значение.

Такое заключение находит подтверждение в том, что при поисковых работах 1940 г. по левому склону р. Хасаут были установлены небольшие, правда, проявления вольфрамового оруденения, также тяготеющие к прослоям амфиболитов.

В связи с этим отсутствие следов изменения амфиболитов при пересечении их жилами Западной зоны (см. выше) и отсутствие в последних оруденения следует, видимо, объяснить тем, что эти жилы по своему составу существенно отличны, так что вряд ли их можно сопоставить с отдельными группами рудоносных жил.

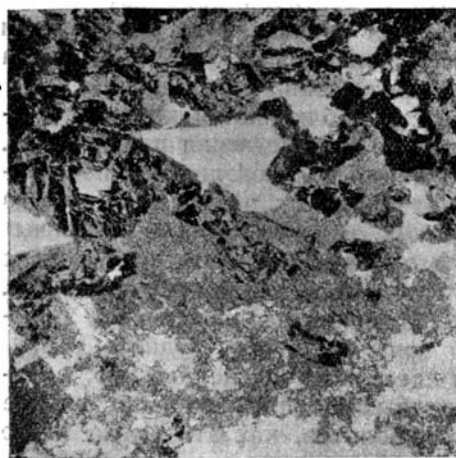
Северо-западная зона широтных жил

Эта зона занимает несколько обособленное положение и отличается от других групп рудоносных жил тем, что в ней наряду с шеелитом содержится также вольфрамит.

Зона представлена группой неправильных, невыдержанных по простиранию, в общем параллельных жил, круто падающих к северу и залегающих среди лейкократовых гнейсов, чередующихся с двуслюдистыми. Жилы сложены почти нацело кварцем, причем более мощные из них около висячего бока содержат нередко параллельные контакту жеоды, на стенках которых нарастают хорошо образованные мелкие

кристаллы кварца. В редких случаях среди кварца в жилах наблюдаются участки мелкозернистого полевошпатового агрегата с небольшим количеством пластинок светлой слюды. Из рудных минералов в жилах отмечены шеелит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит. Все эти минералы встречаются среди кварца, причем шеелит образует зерна размером до 2 и более сантиметров и заметно резорбируется кварцем, иногда проникающим в него по трещинкам. Сульфиды очень редки и располагаются между зернами кварца около контакта.

Кроме указанных минералов, в ассоциации с шеелитом встречаются мелкие кристаллики вольфрамита. В более значительных количествах он был зафиксирован ранее в гнездах вместе с шеелитом работниками геолого-



Фиг. 41. Соотношения вольфрамит (черный) и шеелита (серый) в широтной жиле Северо-западной зоны. Внизу фотографии видны неправильные жилки шеелита в плагиоклазе. Шлиф 250, прозрачный. $\times 20$. Ник ||.

разведочной партии СКГУ при проходке по одной из жил «эксплуатационной» штольни с целью добычи вольфрамитового концентрата.

По образцам, любезно предоставленным нам работниками партии СКГУ, видно, что вольфрамит образует хорошо ограненные кристаллы длиной в несколько сантиметров, растущие в кварце. Соотношение его с шеелитом макроскопически неясно: сульфиды цементируют оба эти минерала и проникают в них по трещинкам. В шлифах из указанных образцов устанавливается, что, кроме рудных минералов, здесь в значительном количестве присутствует кислый плагиоклаз с плохо выраженным двойниковым сложением. Вольфрамит образует идиоморфные призматические зерна и отчетливо замещается шеелитом, иногда с образованием полных псевдоморфоз. Соотношение вольфрамитов с плагиоклазом не выяснено, шеелит же часто образует в нем густую

сеть неправильных прожилков. Отмеченные соотношения хорошо видны на микрофотографии фиг. 41.

Шеелит в свою очередь местами дроблен и цементируется кварцем и сульфидами, выделения которых обычно приурочены к стыкам кварцевых зерен и представлены преимущественно пиритом, пирротинном с развивающимся по нему марказитом, а также халькопиритом, менее галенитом. Вследствие небольших количеств взаимоотношения их не установлены.

Отмеченные жилы Северо-западной широтной зоны вскрываются на наиболее низком горизонте месторождения. Специфической особенностью, отличающей их от других групп жил, является присутствие в них наряду с шеелитом вольфрамита. Следует заметить, что такая ассоциация устанавливается также на упомянутом ранее месторождении Дупух, расположенном к северо-западу от главного рудного поля. Здесь нами были осмотрены только две наиболее интересные в отношении рудоносности жилы (№ 5 и 6). Обе они имеют простирание около 30° при пологом падении к западу и залегают в гнейсах кровли и частично в граните. По составу жилы эти существенно полевошпатовые, с темной слюдой и кварцем, и содержат оруденение шеелита и вольфрамита.

Таким образом, можно говорить о намечающейся зональности в распределении вольфрамовых минералов. Вольфрамит устанавливается лишь в жилах, непосредственно секущих гранит, или среди гнейсов на более глубоких горизонтах, т. е. ближе к гранитной постели. Подобная зависимость в распределении указанных минералов относительно интрузий вряд ли может считаться случайной и скорее должна рассматриваться как указание на существование связи оруденения с этим гранитом. Однако факт пересечения верхних частей гранита жилами Дупух заставляет считать, что к моменту возникновения этих жил, во всяком случае, верхние горизонты интрузии уже затвердели.

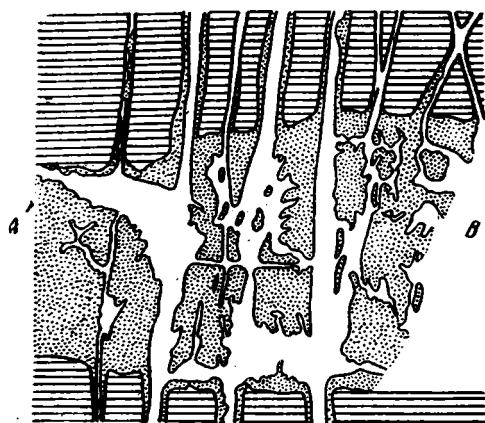
Такой вывод о возрасте месторождения полностью совпадает с положением, высказанным в главе, посвященной генезису рудовмещающих трещин.

3. Соотношение широтных и меридиональных жил

Соотношение широтных и меридиональных жил устанавливается лишь в одном месте, а именно — на южном склоне гребня Кургашичат, где вблизи перевальной его части можно видеть пересечение Южной широтной зоны жилами Восточной меридиональной системы.

Широтные жилы здесь сложены в основном полевым шпатом с некоторым количеством светлой слюды и кварца и прослеживаются, примерно, в направлении 280° при крутом северном падении. Почти под прямым углом к ним подходят меридиональные жилы, состоящие главным образом из кварца при наличии невыдержанных полевошпатовых зальбанд. Последние как бы сливаются с выполнением широтных жил. Кварцевая же часть жил меридиональной системы хорошо прослеживается через широтные жилы и явно их пересекает. При этом кварц образует нечетко ограниченные жилы с весьма неправильными контактами, зачастую дает причудливые затеки в тело широтных жил и явно корродирует полевошпатовое их заполнение (фиг. 42). Никаких видимых смещений участков широтных жил между указанными кварцевыми жилами не заметно. Вместе с тем полевошпатовые оторочки меридиональных жил почти не отличаются макроскопически от запол-

нения широтных жил, и создается впечатление, что они представляют с ними единое целое. В связи с этим можно полагать, что заполнение полевым шпатом в обеих системах жил было одновременным, а кварц меридиональных жил является последующим образованием и его отложению предшествовало некоторое приоткрывание последних. Однако под микроскопом устанавливается, что по минералогическому составу широтные и меридиональные жилы существенно различны. Заполнение первых представлено преимущественно кислым, слабо серицитизированным плагиоклазом (№ 10—12), менее — кварцем и светлой слюдой. Полевошпатовые же оторочки меридиональных жил сложены калиевым полевым шпатом, иногда с заметной микроклиновой решеткой, между зернами которого порою фиксируются мелкие несдвоенные кристаллики серицитизированного плагиоклаза. Такой характер полевошпатовой оторочки наблюдается в меридиональных жилах на всем их протяжении.



Фиг. 42. Зарисовка соотношения жил Южной широтной и Восточной меридиональной зон.
1 — гнейс; 2 — полевошпат. 3 — кварц

Шлифы, взятые из широтных жил вблизи их пересечения меридиональной зоной, показывают, что полевошпатовая часть их несет на себе следы дробления, а пластинки слюды несколько изогнуты. Особенно показателен здесь кварц, который дает неправильные затеки между выделениями полевого шпата и заметно их корродирует.

По мере приближения к контакту с меридиональными жилами между более крупными плагиоклазовыми участками появляются неправильные полосы мелкозернистого агрегата зерен плагиоклаза, который затем приобретает доминирующее значение.

В некоторых случаях небольшие участки такого агрегата включены в крупных полях кварца. В непосредственном контакте с меридиональными жилами фиксируется тонкая прерывчатая зона мелкозернистого плагиоклазового агрегата с отдельными мелкими пластинками светлой слюды. К нему непосредственно прилегает зона хорошо образованных зерен калиевого полевого шпата, относящаяся уже к меридиональным жилам. Эти соотношения можно видеть на прилагаемой микротографии (фиг. 43).

Приведенные данные заставляют нас склониться к мнению, что заполнение полевым шпатом обеих систем жил было не одновременным и что во всяком случае Южная зона широтных жил в смысле заполнения является более древней, чем меридиональная система.

IV. ПОСЛЕРУДНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Выяснение роли и характера послерудных нарушений имеет весьма важное значение в определении перспектив месторождения. Как уже было указано, в пределах рудного поля Кти-Теберды при первом

взгляде выделяются два участка — западный и восточный. Оба они определяются наличием одной системы меридиональных и одной системы широтных жил. Это наводит на мысль о том, что оба указанных участка являются частями единого целого, разобращенными послерудными нарушениями. В самом деле, исходя из наличия двух тектонических линий (так называемых «Северного» и «Южного» сбросов, см. карту), западный участок можно рассматривать как выколовшуюся и смещенную к западу часть восточного участка. В таком случае следует ожидать срезания Восточной зоны меридиональных жил на не большой глубине и соответственно нужно быть осторожным в оценке перспектив месторождения. Но при такой трактовке приходится допустить весьма сложное перемещение выколовшегося блока по пологим, падающим в противоположные стороны, плоскостям в горизонтальном и вертикальном направлении, поскольку благодаря полному тождеству в элементах залегания обеих меридиональных систем жил возможность шарнирного выкалывания допустить нельзя. Такое перемещение, к тому же значительной амплитуды, представить себе трудно. Вместе с тем более детальный осмотр соотношения отмеченных сбросов с рудными телами дает ряд прямых доказательств небольшой амплитуды послерудных перемещений, которые практически не отражаются на общей структуре месторождения. В связи с этим однозначно устанавливается самостоятельность обеих систем меридиональных жил.

Все послерудные подвижки, в той или иной степени нарушающие целостность месторождения, можно грубо разделить на два этапа, несколько разорванные во времени. К первому этапу нами относятся трещины, выполненные жильными породами. Более поздние нарушения пересекают как рудные жилы, так и указанные жильные образования. Трещины первого этапа заполнены спессартитом и диабазом. Соотношения этих пород не установлены.

Дайки спессартита встречены на месторождении в ряде мест. Все они имеют близкое к широтному простирание и падают к югу под пологими углами. Пересечение спессартитом рудоносных жил нами наблюдалось в двух местах. На северном склоне гребня Кургашино-Чат дайка спессартита пересекает жилы Западной меридиональной зоны. Она имеет здесь мощность около 1.5 м и при близком к широтному простирании падает к югу под углом в 10—15°. Для Восточной зоны меридиональных жил вблизи ее южного окончания также наблюдается пересечение ее пологопадающей к югу дайкой спессартита. В обоих отмеченных случаях контакты даек с вмещающими породами резкие, приваренные. Макроскопически дайки представлены породой темного буровато-серого цвета с мелкозернистым сложением. В цен-



Фиг. 43. Контакт широтной и меридиональной жил. Видна дробленность плагиоклаза, к которому прилегают крупные зерна калиевого полевого шпата. Шлиф 167, прозрачный. $\times 10$. Ник. +

тральной части в породе хорошо заметны мелкие тонкопризматические вкрапленники роговой обманки, достигающие 3 мм длины. Ближе к контакту порода становится темнее, приобретает афанитовое сложение, количество вкрапленников роговой обманки резко уменьшается.

Под микроскопом устанавливается, что в качестве вкрапленников наряду с буровато-зеленой роговой обманкой в незначительном количестве присутствует также плагиоклаз. Роговая обманка дает удлинённые, хорошо образованные кристаллы, расположенные в беспорядке. Нередко наблюдается зональная окраска зерен с преобладанием по периферии зеленых тонов.

Выделения плагиоклаза имеют короткопризматические формы и нередко обнаруживают зональное сложение при интенсивной серицитизации (иногда и карбонатизации) ядра. По углам погасания на разрезах $\perp$ МР плагиоклаз определяется как № 43—45.

Основная масса породы состоит преимущественно из мелких изометрических зерен плагиоклаза и небольшого количества роговой обманки. Встречаются также редкие зерна кварца, рудного минерала и сфена. Иногда в ассоциации с роговой обманкой наблюдаются отдельные пластинки биотита, заметно ее замещающего. В одном из шлифов встречены редкие кристаллы пирита. Является ли последний сингенетичным породе или он привнесен, — установить достоверно не удалось.

Ближе к контакту дайки основная масса становится более мелкозернистой, количество вкрапленников заметно уменьшается, и они делаются мельче. Плагиоклаз здесь сильно серицитизирован, роговая обманка иногда нацело замещена хлоритом и карбонатом. Контакт даек с гнейсами очень резкий и образует острый угол со сланцеватостью последних. Непосредственно к спессартиту прилегает гнейс с большим содержанием кварца и сильно хлоритизированным биотитом.

Таким образом, совершенно отчетливо устанавливается, что дайки спессартита являются более молодым образованием, чем рудные жилы, и пересекают их. Существенных смещений жил по ним не наблюдается. Если они и имели место, то благодаря пологому падению трещин, заполненных ныне спессартитом, в направлении, почти точно совпадающем с простиранием жильной зоны, они практически не повлияли на общую целостность последней.

Д а й к и д и а б а з а встречаются также в ряде мест как заполнения трещин, секущих гнейсы, а иногда и шеелитсодержащие жилы. Последнее соотношение нами наблюдалось лишь для Северо-западной широтной зоны. Здесь дайка диабаз, мощностью около 2 м, при общем очень крутом, почти вертикальном северном падении, имеет простирание, меняющееся на небольших расстояниях от 320 до 340°. Макроскопически диабаз представляет собой темную зеленовато-серую породу с видимыми на-глаз мелкими выделениями пирита. Около контакта порода становится весьма плотной, афанитовой. Контакты с вмещающими породами и жилами резкие, явно «приваренные».

Под микроскопом устанавливается, что порода обладает офитовой структурой и состоит из удлинённо-призматических кристаллов зонального плагиоклаза (№ 55—58), между которыми располагаются мелкие зерна авгита и большое количество рудных минералов. Последние представлены преимущественно магнетитом, менее пиритом в виде зерен с квадратными ограничениями, еще реже наблюдается пластинчатый ильменит. Промежутки между этими компонентами заполнены хлоритом. Изредка по периферии зерен авгита различаются неправильные участки зеленой роговой обманки. Иногда последняя образует игольчатые вроски в плагиоклаз.

Зерна плагиоклаза в центральной части нередко серицитизированы, реже карбонатизированы. Авгит по трещинкам проникается хлоритом. Среди хлорита в интерстициях часты неправильные участки карбоната и единичные зерна, видимо, постериорного кварца. Около контакта существенно уменьшаются величина и количество зерен плагиоклаза и авгита за счет увеличения роли хлорита, который, очевидно, представляет собой результат кристаллизации базиса.

Из приведенного краткого описания даек спессартита и диабазов четко устанавливается, что они являются последующими образованиями относительно шеелитоносных жил. Этим до некоторой степени определяется верхняя возрастная граница оруденения, поскольку диабазовые и порфириновые дайки зоны Главного хребта с достаточной долей вероятности относятся к ниже- и среднеюрскому времени.

Более молодые нарушения представлены сбросами, секущими как рудные жилы, так и описанные выше дайки спессартита и диабазов. Непосредственно в пределах месторождения наибольший интерес представляют указанные выше Северный и Южный сбросы, устанавливаемые в южной половине месторождения. Они имеют СЗ простирание и, проходя под углом друг к другу, падают соответственно к северу и к югу и пересекают обе зоны меридиональных жил. К северу от месторождения, по левому склону р. Кти-Теберды, среди гнейсов выше контакта их с гранитом прослеживается тектоническая зона, имеющая примерное простирание $290-300^\circ$. Наконец, к югу от месторождения кристаллические сланцы, вмещающие рудоносные жилы, контактируют по крутой плоскости типа сброса с песчаниками и сланцами нижней юры.

Кроме указанных выше послерудных нарушений, в пределах месторождения установлен ряд более мелких подвижек, не имеющих сколько-нибудь заметного отражения на поведении рудных тел.

Для выяснения структуры месторождения наибольшее значение имеет «Северный сброс», поэтому на его описании следует остановиться подробнее.

Северный сброс представлен двумя параллельными зонами, имеющими простирание $330-340^\circ$ и падающими к северо-востоку под углом $52-53^\circ$. Этим сбросом и сопряженным с ним Южным сбросом, имеющим простирание, близкое к широтному при пологом падении к югу, выкалывается клинообразный участок в зоне восточных меридиональных жил. Далее к западу северный сброс срезает южную группу широтных жил, а на северном склоне хребта Кургашин-чат он пересекает дайку спессартита. Южная зона Северного сброса сечет Западную зону меридиональных жил и вызывает небольшое их смещение.

Как указывалось выше, Северный и Южный сбросы в первую очередь наблюдаются среди Восточной зоны меридиональных жил на правом склоне цирка. Оба сброса хорошо видны, если смотреть на цирк с запада; они представляются в виде зон дробления, падающих соответственно к северу и к югу.

Меридиональные жилы Восточной зоны, протягиваясь с северного склона хребта Кургашин-чат, подходят непосредственно к сбросам и хорошо прослеживаются и к югу от последних. Правда, здесь они становятся менее мощными и более редкими, но это, очевидно, стоит в связи с общим выклиниванием зоны в южном направлении.

Участок между сбросами в этой части представлен главным образом перемятыми гнейсами. В непосредственном контакте со сбросами среди гнейсов встречаются обычно небольшие обломки рудных жил с арсенопиритом и галенитом, ориентированные в различных направле-

ниях. В ряде случаев устанавливаются также слабо дробленные участки гнейса, пересеченные на всем их протяжении рудными жилами. В более удаленных от сбросов частях гнейсы менее раздроблены и к ним приурочены жилы, имеющие в общем направление, близкое к направлению ненарушенных частей жил. При этом западная граница распространения жил, во всяком случае, в междусбросовом участке, почти совпадает с общей границей жильной зоны.

Отмеченные факты уже сами по себе отвергают возможность трактовки Западной зоны рудных жил как выколовшейся части Восточной зоны и указывают на небольшую амплитуду нарушений.

Далее к западу Южный сброс вскоре скрывается под наносами, Северный же хорошо прослеживается в стенке цирка вплоть до западного конца Южной зоны широтных жил. На всем этом протяжении сброс представлен зоной дробленных пород мощностью в 2—3 м с большим количеством направленных зеркал скольжения. Макроскопически масса, заполняющая сброс, представляет неоднородную породу с многочисленными светлыми участками, выделяющимися на фоне темной основной массы. Контуры светлых участков обычно неправильные и неясные, реже встречаются довольно отчетливо ограниченные обломки. Среди цементирующей массы наблюдается редкая вкрапленность сульфидов — пирита, пирротина, сфалерита, а также тонкие кварцевые жилки. Вблизи рудных жил в цементе породы встречаются также мелкие обломки кристаллов арсенопирита.

Микроскопическое изучение шлифов, взятых из различных частей сброса, отчетливо устанавливает существенную неоднородность породы, обусловленную неоднократно повторяющимся дроблением. В шлифах видно, что на фоне мелкозернистой милонитизированной массы неоднородного состава выделяются менее дробленные участки. Большинство из них по составу отвечает гнейсу, но встречаются также участки, состоящие почти исключительно из кварца.

Границы более крупных из таких участков обычно неясные, более мелкие имеют форму остроугольных обломков. В составе основной массы весьма существенную роль играют мелкие обломки гнейса, отдельные зерна кварца и полевого шпата и обрывки смятых полос слюды.

Полевой шпат обломков (плагноклаз) сильно серицитизирован, кварц несколько «запылен» и обнаруживает резкое волнистое погасание, обрывки полос слюды сильно смяты. Указанный обломочный материал сцементирован еще более мелкозернистой массой, состоящей из кварца, калиевого полевого шпата, хлорита и серицита. Они образуют неправильные зоны, «обтекающие» более крупные обломки, и представляют собой милонитизированные участки, подвергшиеся неоднократно дроблению и минерализации. Вначале милонитизированные зоны были сцементированы агрегатом кварца и калиевого полевого шпата, замещившего частично и более крупные обломки, от которых он отличается своей прозрачностью и неясным рельефом. Среди кварцевых участков и обломков гнейса этот калиевый полевой шпат образует неправильные участки и сложные неправильные жилки, замещающие минералы обломков. Иногда в породе наблюдаются жилообразные выделения кварца и полевого шпата в сложном сростании, с отчетливо выраженным удлинением зерен перпендикулярно к простиранию жилки. После цементации кварцем и полевым шпатом, видимо, произошло повторное дробление, сопровождавшееся образованием в пределах тех же полос милонита более тонких ветвящихся зон и непрерывных участков, состоящих из серицита и хлорита. Последний представлен лейстами и чешуйками со сравнительно низким рельефом. Тонкие, неправильные

хлоритово-серицитовые жилки приурочены также к трещинкам, пересекающим крупные обломки гнейса и кварцевые участки. В этих зонах наблюдаются отдельные мелкие зерна и скопления минерала с высокой интерференционной окраской и рельефом, который под микроскопом определить оказалось невозможным. Серицитовые зоны, к которым приурочены зерна указанного минерала, редко прослеживаются через весь шлиф. Обычно же они представлены обрывками, срезанными более молодыми, неправильной формы зонами, содержащими небольшую примесь серицита. Они отчетливо срезают серицитовые зоны и иногда содержат их обрывки, повернутые под разными углами.

Еще более молодым образованием являются тонкие отчетливые жилки, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и хлорита. Хлорит распределен в них неравномерно и представлен агрегатом очень мелких, но ясно оконтуренных сферолитовых и червеобразных зерен, обладающих высоким рельефом и очень низким двупреломлением. По коэффициенту преломления $N_m = 1.640 \pm 0.003$ он должен быть отнесен к брунгсвигиту. Нередко устанавливается приуроченность хлорита к приальбандовым частям жил, центральные же части заполнены кварцем и полевым шпатом. К указанным прожилкам изредка приурочиваются выделения пирротина и сфалерита, причем первый заметно ксеноморфен относительно хлорита. В большинстве же случаев сульфиды (пирит, сфалерит) устанавливаются в виде дробленых зерен, что указывает на наличие подвижек по сбросу после рудоотложения.

Северный сброс, как уже указывалось, обрезает Южную зону широтных жил. Жилы подходят к сбросу под углом около $50-60^\circ$ и приведены в соприкосновение с дроблеными гнейсами. Непосредственный контакт представлен зоной милонитов, мощностью порядка 5 м. Милониты представляют собой темнозеленые неоднородные породы с большим количеством неправильных зеркал скольжения. В части, прилегающей к жилам, в милонитах наблюдаются небольшие участки кварца с угловатыми контурами.

Просмотр шлифов из жил около контакта показывает интенсивную дробленость кварца и полевого шпата с последующей цементацией их мелкозернистым кварцем и хлоритом. Изредка устанавливаются также прожилки, сложенные кварцем, калиевым полевым шпатом и высокопреломляющим хлоритом и содержащие иногда выделения пирротина.

Милониты Северного сброса обнажаются далее на самом перевале гребня Кургашин-чат среди гнейсов, непосредственно около восточной границы Западной меридиональной зоны, где мощность их составляет около 2.5 м.

На северном склоне хребта Кургашин-чат устанавливается пересечение северной ветвью Северного сброса описанной выше пологопадающей дайки спессартита. Последняя около контакта со сбросом заметно дроблена и залечивается хлоритом. Наблюдения над соотношением разобренных участков дайки показывают амплитуду смещения порядка 20 м. Южный сброс по своему характеру совершенно аналогичен Северному, однако сульфидов в нем не встречено. На западном борту цирка наблюдается пересечение им пологой дайки спессартита при амплитуде смещения, не превышающей первые десятки метров.

Этим в сущности исчерпывается список нарушений, влияющих в той или иной степени на целостность рудных тел. Как видно из приведенного описания, амплитуда их незначительна, и они не играют существенной роли в общей структуре месторождения.

Из более мелких нарушений, имеющих небольшое протяжение, следует отметить крутые подвижки почти меридионального простирания в западной части Северной зоны широтных жил, а также небольшие крутые зоны дробления среди Восточной меридиональной группы жил. Одна из таких зон хорошо прослеживается в штольне № 3, примерно, в направлении 330° почти по контакту гнейса с амфиболитом. В шлифах устанавливается, что наряду с обломками этих пород и кварца здесь присутствуют дробленные зерна шеелита и арсенопирита, причем весь этот материал цементируется хлоритом и кальцитом. Выше штольни № 5 по верхнему контакту амфиболита с гнейсами также наблюдается зона дробления, представленная милонитами темнозеленого цвета с включениями мелких обломочных кусочков кварца. Указанная зона имеет простирание, примерно, 300° и прослеживается на 10 м до скрывающих ее осей.

Следует еще несколько остановиться на характеристике так называемого Кти-тебердинского сброса, поскольку он имеет региональное значение, хотя и не оказывает влияния на общую целостность самого месторождения. Он приурочен к левому склону р. Кти-Теберды и прослеживается, примерно, параллельно ее долине на значительное расстояние среди гнейсов, южнее контакта их с гранитами. Этот контакт, как уже отмечалось, на всем осмотренном нами протяжении нормальный, имеет пологое падение в сторону месторождения и сопровождается дайками. Сброс прослеживается, примерно, параллельно контакту. В нижнем течении р. Кти-Теберды он, повидимому, переходит в граниты, так как в обнажениях гнейсов левого склона р. Хасаут признаков его не наблюдалось, а в гранитах на небольшом расстоянии к северу от контакта обнаружены были милонитизированные участки.

Наиболее отчетливо характер Кти-тебердинского сброса и его соотношения с различными породами можно наблюдать на склоне к северо-востоку от Северной зоны широтных жил. Здесь он хорошо отражается на рельефе в виде резко пониженного участка среди скал и представлен зоной милонитизированных пород, мощностью до 50 м, с большим количеством зеркал скольжения, имеющих простирание около $110-130^\circ$. В зону милонитизации попадают здесь как гнейсы, так и дайка гранита, их пересекающая. В одном месте устанавливается также срезание ею дайки диабазы, подходящей к ней с юга в направлении 330° при крутом южном падении.

Просмотр шлифов из даек гранита и диабазы около контакта со сбросом показывает, что породы сильно раздроблены и залечиваются хлоритом и карбонатом, а плагноклаз диабазов нацело карбонатизирован. Указанные соотношения Кти-тебердинского сброса с диабазом дают основание считать его послерудным.

A. W. PEK AND L. I. LUKIN

THE STRUCTURE AND ORIGIN OF THE KTI-TEBERDA (KUERGASHIN-CHAT) DEPOSIT

Summary

The Kti-Teberda deposit is located on the Northern slope of the Main Caucasian Range and its near-axial part, and is represented by quartz-feldspar scheelite-bearing and arsenopyrite-bearing steeply dipping veins, cutting a series of crystalline schists and gneisses. Within the region this series has a strike approaching a latitudinal one, with

local deviations to a nearly meridional one, and represents the southern limb of a wide anticline, the core of which is composed of bimicaceous microcline, so-called Ullu-Kama granites, which have a normal intrusive contact with the metamorphic complex.

The quartz-feldspar veins are arranged in a number of zones, of which one has a strike approaching the meridional one (the so-called western and eastern meridional zones), while the others follow a nearly latitudinal direction (Fig. 1).

The mineralization in the veins is very unequal, pocket-like. It has been established that the maximum enrichment in ore minerals occurs at those points where the veins dissect a conformable intercalation of feldspar amphibolite.

Within the deposit, a number of post-ore disturbances have been recorded; of these two, the so-called northern and southern faults, make it possible to treat the two systems of meridional veins as tectonically disjointed areas of one zone.

In accordance with the above premises, the material was collected and treated with the object of solving the following problems:

1. To establish the origin of the ore-enclosing fissures.
2. To ascertain the laws governing the distribution of mineralization.
3. To make out the role and significance of the post-ore disturbances

in the general structure of the deposit. (1) The meridional veins from the standpoint of morphology are typical shear fractures, while the latitudinal ones in their shape correspond to tension fractures. However, the position occupied by these systems in space does not correspond to the general latitudinal strike of the present folding of the Caucasus. A study of the orientation of quartz and mica in the specimens of the enclosing gneisses by the method of Sander has shown that the gneisses represent typical B-tectonites, the *B* axis passing in an approximately meridional direction, coinciding with the strike of the meridional veins (Fig. 2—9), i. e., at right angles with the strike of the rocks.

Hence it follows that the plane of deformation, syngenetic to the formation of schistosity in gneisses, was oriented parallel to the present strike of the rocks. The position in space of the veins of the meridional and latitudinal systems is related to the coordinates of the oriented structure of the gneisses. The former actually are shear fractures; the latter, tension fissures.

Oriented thin section from specimens of gneisses taken outside the deposit (see scheme of arrangement, Fig. 10) revealed also the presence of a belt arrangement of quartz grains, the projection of the *B* axis being oriented similarly everywhere and independent of the apparent schistosity (according to the diagrams its direction is 19° NE; see Table 1 and the diagrams Figs. 11—19). It is gently inclined southward and coincides with the direction of banding in gneisses determined by the absence of coincidence of the true schistosity of rocks, pronounced in the arrangement of mica, with the apparent schistosity (see the diagrams of orientation of micas; all of the thin sections were made perpendicularly to the apparent schistosity). The plane *S* has a steady west-north-west strike with a gentle southern dip, and in this the *B* axis is situated. Hence it represents the plane of slipping and is the second element of the oriented structure of the gneisses. The plane passes, like the *B* axis, without being related to the apparent macrostructure of the gneisses, hence it should be considered as superimposed and not subsequently subject to any essential changes.

A study of oriented thin sections from meridional and latitudinal veins has disclosed that in these the quartz has an orientation of growth

and does not show any trace of deformation (Figs. 23—27, also Figs. 21 and 23), since the age of the veins cannot be very old. At the same time, as it has been shown, the fissures enclosing the ore veins are conjugated with the structure of the gneisses and probably related to the same deformation. The general plan of deformation is thus determined by the existence of two shear planes—an almost horizontal plane *S* and meridional veins steeply dipping westward, crossing in the *B* axis, and may be represented as an ellipsoid inclined to the west (Fig. 29).

The meridional fissures should be referred to the moment of completion of deformation.

The filling of veins should be considered in the whole as synchronous with the formation of fissures since it has been established that the latitudinal veins conjugated with the meridional veins are crossed by the latter. Therefore the question of the age of the fissures is united with that of the age of mineralization.

A study of the orientation of the quartz in the granites underlying the deposit both in the region adjacent with the deposit and within the area considerably further west (according to the data of B. P. Bellikov) shows the existence of an orientation similar to the one observed in the gneisses of the region of the deposit (Figs. 30, 31, 32, 33, 34). B. P. Belikov carried out his investigations in the northern part of the anticline, and the axis *B*, having a direction 30° pitches here northward, i. e. a direction opposite to the one in which dips the axis on the southern limb of the anticline. The plane *S* here also has a strike WNW and is inclined to the north.

Thus the deformation established for the gneisses is displayed also in the upper horizons of the granite massif.

An explanation of the dynamic causes of such a plan of deformation is offered by the following hypothesis concerning its relation to the processes of formation of the Ullu-Kam massif.

The plane *S* to a certain extent corresponds to the upper surface of the intrusion, the line of slipping determined by the belt-like arrangement of the quartz and the tendency of micas towards the same (see the diagrams) being perpendicular to the *B* axis and parallel to the general strike of folding of the Caucasus. The arrangement of the chief planes determines the inclined position of the main axes of the ellipsoid and is an evidence of a shearing movement parallel to the strike.

The massif of the Ullu-Kam granite has a shape elongated following the strike; it has not broken through the roof (its remnants have been left); i. e. «was spreading» east and west when being intruded. It exerted upon the rocks of the roof an action equivalent to the inclined strain, that persisted also after the solidification of a certain crust, which produced in the rocks and in this crust strains corresponding to displacement. This is in good agreement with the plan of deformation established, if it be assumed that in the area of the deposit the «spreading» of granite occurred from east to west (Fig. 35) and resulted in the formation of the plane *S* and of fissures. But in so far as the mineralization is on the whole synchronous with the fissures, the origin of which is due to the shaping of the massif, the mineralization should be related to the deep zones of this intrusion.

The conclusion as to the relation of the mineralization with the depths of the Ullu-Kam massif is supported by the fact that in the veins of the lower horizons and directly in the near-contact portion of the granite, wolframite appears along with scheelite.

(2). The problem of the regularities in mineralization. A study of the mineralogical composition of the veins shows that their separate groups are somewhat different in this respect, which fact is related to the presence or absence of mineralization within them. It has been also established that as a rule the mineralization represented by scheelite, arsenopyrite, galena, pyrrhotine, pyrite, sphalerite and bismuth minerals, frequently increases when the veins cross amphibolites. The composition of the veins suffers considerable changes, namely, the potash—feldspar fringe characteristic of veins amidst gneisses is changed into an oligoclase fringe when they pass in amphibolites. The amphibolites themselves at the contact with the veins are intensely biotitized and impregnated with ore minerals (Fig. 36—37).

These features may be accounted for by the fact that amphibolite is a favourable medium for ore deposition. Interacting with ore-bearing solutions, it fixes alkalis in the form of biotite, which fact disturbs the equilibrium and causes the precipitation of ore minerals.

The «lithological control» observed is most distinctly displayed in the eastern zone of meridional veins, but it is significant also for the region as a whole.

(3). Observations made on the relationship between faults and spessartine dykes cutting the ore veins reveal a small amplitude of the displacements following them, amounting to tens of meters and not reflected in the general structure of the deposit. As a result of this, it is not possible to treat the two meridional zones as disjointed portions of one single whole, and there are better reasons to consider them as independent zones.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

В. П. Еремеев. К изучению неointрузии в районе озера Кардывач (Верховья реки Мзымты, Западный Кавказ).	1
М. А. Фаворская. Неointрузии Верхней Сванетии.	26
А. П. Лебедев. К петрологии некоторых типов гранитоидов Северной Украины.	63
Б. В. Залесский, В. В. Лапин, Н. С. Тер-Григорян . Влияние степени однородности карбонатных пород на их физико-механические свойства.	93
А. В. Пэк и Л. И. Лукин. Структура и генезис месторождения Кти-Терберда (Кургашин-чат).	119

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

РИСО АН СССР № 2316	А—01743. Тип. заказ 1059.	Подп. к печ. 27/III 1947 г.
Формат бум. 70×108 ¹ / ₁₆	Печ. л. 10 ¹ / ₂ .	Уч.-издат. л. 16,25. Тираж 2000
Цена 13 руб.		

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

- Вып. 2 (№ 1). 1938. Стр. 42. Ц. 2 р. 50 к.
Н. И. Соустов и Б. М. Куплетский. Материалы по петрографии Кольского полуострова.
- Вып. 3 (№ 2). 1938. Стр. 34. Ц. 2 р. 50 к.
Ф. И. Рукавишников. Геолого-петрографический очерк района Айдырлинских золотовольфрамовых месторождений на Южном Урале.
- Вып. 4 (№ 3). 1938. Стр. 30. Ц. 1 р. 50 к.
Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и В. П. Петров. Новые данные по неомитризиям в бассейне реки Уруха.
- Вып. 5 (№ 4). 1938. Стр. 40. Ц. 2 р.
И. В. Борисевич. Продукты разложения базальтов реки Мокрой Волновахи. А. П. Лебедев. Плагноклазы четвертичных лав Алагеза. Л. М. Куприянова. О сферолитовой микроструктуре в шамоте. А. А. Леонтьева. Исследование физических свойств обсидианов в связи с вопросом пемзообразования.
- Вып. 12 (№ 5). 1940. Стр. 90. Ц. 8 р.
Д. С. Коржинский. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.
- Вып. 20 (№ 6). 1939. Стр. 60. Ц. 3 р.
В. В. Лапин. Петрографическое исследование основных мартеновских шлаков по ходу плавки металла. В. В. Лапин. К минералогии томасовских шлаков. В. П. Волярович, А. А. Леонтьева, Л. И. Корчемкин и Р. С. Фридман. О влиянии плавикового шпата на плотность и вязкость расплавленного диорита. Н. А. Торопов. Кристаллитизация кварца при низких температурах.
- Вып. 21 (№ 7). 1940. Стр. 73. Ц. 5 р.
И. А. Преображенский. О формах зерен. А. А. Турцев. Магнитные свойства бурых железняков Керченского полуострова. А. И. Волженков. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. Д. С. Белянкин и В. П. Петров. Тешенито-кампоанито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха.
- Вып. 25 (№ 8). 1940. Стр. 83. Ц. 7 р. 50 к.
И. Е. Сморгков. Характерные особенности оловоносных гранитов Зеренского района. Б. М. Куплетский. Палагонитовые базальты Тимана. И. А. Преображенский. Автигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана. И. А. Островский. Использование вариационных диаграмм при изучении сложных минералов. В. В. Лапин. О некоторых явлениях выветривания гранита и мрамора в сооружениях. М. П. Волярович и Л. П. Корчемкин. О влиянии газов на кристаллизацию расплавов горных пород. С. Л. Вольфсон и В. В. Лапин. К вопросу о составе «выполняющего вещества» в структуре порландского цементного клинкера. Б. В. Иванов. К петрографии зонального динаса из свода отражательной печи Кировградского медеплавильного завода.
- Вып. 26 (№ 9). 1940. Стр. 64. Ц. 5 р. 50 к.
Н. И. Соустов. Протерозойская спилито-диабазовая формация «Имандра-Варзуга» на Кольском полуострове.
- Вып. 34 (№ 12). 1940. Стр. 48. Ц. 4 р. 50 к.
Б. П. Беликов. Мраморы Грузии.
- Вып. 36 (№ 11). 1940. Стр. 72. Ц. 6 р.
И. А. Островский и В. П. Петров. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. В. П. Еремеев

Цена 13 руб.