

Материалы по вулканизму северо-западного Тянь-Шаня

Аспирант В. Д. Никитин

Volcanic activity of the North-Western Tian-Shian

Aspir. V. D. Nikitin

В качестве петролога геологической экспедиции Сред.-Аз. Геол. управления автор исследовал хребты Киргизский и Таласский Ала-тау от меридиана села Дмитриевского на западе ($72^{\circ}15'$ восточной долготы от Гринвича) до меридиана $73^{\circ}45'$ на востоке.

Общее геологическое строение района освещено в работах проф. В. Г. Мухина, проф. В. А. Николаева и Т. О. Забокрицкого. Преимущественное развитие имеет протерозойская, возможно, частью нижнепалеозойская свита разнообразных метаморфизованных глинисто-филлитовых и филлитовых сланцев, песчанистых сланцев, песчаников, конгломератов, мраморизованных известняков и разнообразных эффузивных пород. Свита собрана в крутые, зачастую опрокинутые, и изоклиналильные складки, с общим простираанием ВЮВ. Мощность свиты до 5 км.

Меньшее развитие имеют нижнесилурийские кристаллические, местами доломитизированные известняки, несогласно залегающие на сланцевой древней толще и имеющие в нижней части песчано-сланцевые и конгломератовые горизонты. Свита содержит редкую фауну.

Выше известняков нижнего силура залегает мощная „толукская“ известняково-туфогеновая толща туфогеновых известковистых песчаников и конгломератов, туфов, туфо-лав и порфиритов. В известняковых прослойках заключена обильная, но плохо сохранившаяся фауна верхов нижнего силура и, вероятно, низов верхнего силура. Силурийские свиты собраны в крутые складки и несут отчетливые следы надвиговой структуры.

Перечисленные свиты интродуцированы гранитами, диоритами и другими породами, слагающими колоссальные массивы Киргизского хребта и Таласского Ала-тау.

Несогласно на предыдущих породах с базальными конгломератами залегает нижнекарбоновая свита, обнаруженная автором в 1937 г. в верховьях р. Кара-кол. Широкой полосой свита протягивается также по северному склону Киргизского хребта на восток от бассейна р. Каракыш-таг, где была прослежена в 1938 г. Т. О. Забокрицким.

Свита в основании составлена красноцветными песчано-конгломератовыми отложениями (30—50 м), сменяющимися выше пачкой массивных метаморфизованных серых известняков мощностью в 450—500 м, переполненных обильной фауной брахиопод, кораллов и др.

Выше известняки сменяются немой красноцветной толщей глинистых и других песчаников мощностью до 1000 м.

Тектоническая структура нижнекарбонových отложений сравнительно проста, что резко отличает их от предыдущих свит; наблюдаются спокойные, крупные, обычно несколько асимметричные складки почти широтного простирания с углами падения до 55° и погружением шарниров складок на В. Часто наблюдаются надвиговые структуры. Толща прорывается в верховьях р. Каракол порфиристыми жилами.

Выше залегает мощная „арамсинская“ красноцветная свита аркозовых и туфогеновых песчаников и конгломератов, переполненная излияниями разнообразных порфиритов. Тектоническая структура свиты проще, чем у нижнекарбоновой. В местах, расположенных в непосредственной близости к выходам нижнего карбона, арамсинская толща залегает почти горизонтально, слагая очень пологую брахисинклиналь, до 12 км в поперечнике и углами падения крыльев в $10-12^\circ$, как, например, в урочище Арал. Правда местами и в ней наблюдаются довольно крутые складки с углами падения крыльев до 35° ; но они образованы воздействием молодых надвигов. Ясный пример этому видим в бассейне р. Арам-су, где арамсинская толща собрана в складки, зажатые между двумя плоскостями крутых надвигов; или в бассейне р. Джильды, где отчетливо виден загиб слоев близ надвиговой плоскости, по которой сланцы протерозоя надвинуты на арамсинскую свиту.

Арамсинская свита прорывается интрузиями порфировидных гранитов. Контакта последних с нижним карбоном не наблюдалось. Метаморфизм арамсинской толщи слабее, чем нижнекарбоновой.

Несогласно на все предыдущие породы налегают пестроцветные третичные отложения конгломератов, песчаников, глинистых песчаников и мергелей. Тектоническая структура их еще спокойнее, чем у арамсинской толщи. Они собраны обычно в пологие складки; хотя местами, например близ гор Ичкале-тау, наблюдаются и крутые, асимметричные формы. Для третичных отложений очень характерны надвиговые явления.

Изверженные породы играют весьма существенное значение в строении бассейнов рек Таласса, Сусамыр и Узун-ахмат, слагая до 60% общей площади. Выделяются: ¹

- 1) граниты и гранодиориты древней интрузии, встречающиеся только в гальке и валунах древней свиты,
- 2) эффузивы древней сланцевой свиты и их туфы, входящие в состав этой свиты,
- 3) нижнесилурийские эффузивы и их туфы, входящие в состав нижнесилурийской толукской свиты,
- 4) колоссальная интрузия гранитов, монзонитов, габбро, пироксенитов и др. пород — так называемая сложная интрузия, прорывающая нижнесилурийские отложения и покрываемая трансгрессивно лежащим на них нижним карбоном,
- 5) кислые эффузивы и главным образом их туфы, входящие в состав нижних горизонтов нижнекарбонových отложений,
- 6) мощная свита разнообразных эффузивов и их туфов, слагающих верхнепалеозойскую-арамсинскую свиту,
- 7) небольшие интрузии, штоки и дайки порфировидных гранитов, адаметитов, гранит-порфиров, прорывающих арамсинскую свиту,
- 8) дайки юных порфиритов, прорывающих все перечисленные породы. Выделение их в особую возрастную группу сделано на основании их чрезвычайной свежести, что крайне обособляет их от прочих изверженных пород. Но возможно также, что их следует отнести к одному вулканическому циклу с молодыми порфировидными гранитами и не выделять в особую группу.

1. Древние граниты

Древние граниты у нас констатированы лишь в виде галек и валунов в конгломератовых-аркозовых толщах древней свиты. Толщи эти имеют широкое распространение, протягиваясь полосой вдоль Таласского Ала-тау, начиная с исто-

¹ Схема магматической деятельности в общих чертах была нами предложена в 1936 г.

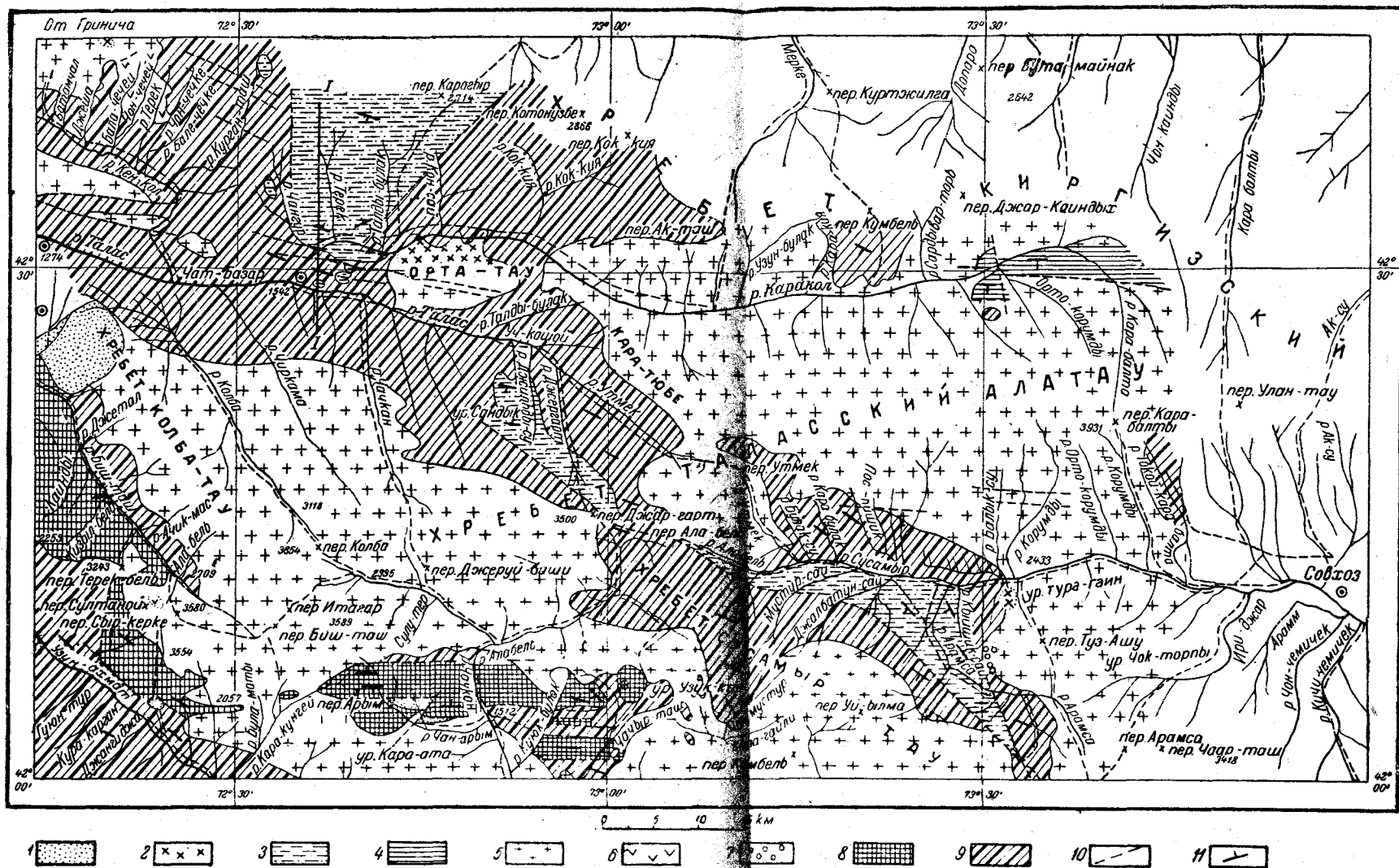


Рис. 1. Геологическая схема Таласского, Сусамырского и сев. части Кетмен-Джобинского районов. По материалам В. Г. Мухина, Т. О. Забокрицкого и В. Д. Никитина.

1 — третичные конгломераты, песчаники; 2 — граниты верхнепалеозойские; 3 — арамсинская слита; 4 — нижнекарбоневые известняки; 5 — граниты, гранодиориты; 6 — кварцевые диорит-сиениты, кварцевые монцититы; 7 — меланократовые сиенит-диориты, габбро, ортооксидные пироксениты; (5, 6, 7 — породы комплекса сложной интрузии); 8 — известняки нижнесилурийские; 9 — метаморфизованные сланцы, песчаники, известняки $Pz_1 + Pz_2$; 10 — линии разломов; 11 — простирание и падение.

ков р. Узун-ахмат на западе, до верховьев р. Сусамыр на востоке, прерываясь далее гранитным массивом. Еще далее на восток эти толщи отмечаются Н. В. Ивановым по южному склону Киргизского хребта в бассейнах рек Ак-су, Сукулук и др.

Валуны и гальки конгломератов состояются кремнистыми тонкозернистыми сланцами, средне- и мелкозернистыми кварцитами, крупнозернистым кварцем, гранитом, гранодиоритом и фельзитом. Количественное соотношение галек и цементирующей массы непостоянно. Преобладают разности с подчиненным количеством галек; однако изредка встречаются разности с богатым содержанием галек и валунов. Состав галек также непостоянен; гранитные и гранодиоритовые гальки обычно в подчиненном количестве; но местами, как, например, в верховьях р. Сусамыр по его правому притоку р. Музтор, гранитные и гранодиоритовые гальки преобладают над другими.

Цементирующий материал состоит из плохо окатанных зерен кварца, микроклина, ортоклаза, альбит-олигоклаза, зернышек фельзита, обильного хлорита и серицита, значительного количества кальцита, мелких зернышек эпидота и цоизита и редких зернышек циркона.

Толща эта претерпела очень сильный метаморфизм, выраженный интенсивной перекристаллизацией цементирующей массы, развитием обильных вторичных минералообразований, сильной раздробленностью пород. Сильному метаморфизму подверглись и гальки интрузивных пород, что несколько затушевало их первоначальный облик.

Древние граниты обычно розовато-серого цвета, средне-неравномернотекстурные, иногда несколько порфириовидны, роговообманково-биотитовые, лейкократовые. Состав их несколько варьирует; обычно близок к следующему: альбит-олигоклаза или олигоклаза 30—35%, микроклина и ортоклаза 20—40%, кварца 30—35%, незначительное количество биотита, частью мусковитизированного, и роговой обманки, незначительное количество зерен циркона, апатита и многочисленые вторичные минералы: мусковит, серицит, биотит, эпидот, кальцит.

Микроклин часто не имеет двойниковой решетки, но тогда устанавливается измерением констант. Так, четыре измерения угла между N_m и $\perp (001)$ дали 11—13,5°; $2V =$ от —80 до —84°. Местами включает редкие пертитовые вроски альбита.

Структура гипидиоморфнотекстурная; но имеют место редкие случаи пегматитовых сростаний кварца и микроклина. Некоторая порфириовидность маскируется интенсивной дробленностью гранита, приводящей зачастую к образованию порфирокластической структуры. Порфириовидные выделения составлены микроклином.

Гранодиориты биотитово-роговообманковые розовато-серой, более темной, чем граниты, окраски. Средне-неравномернотекстурные гипидиоморфнотекстурной структуры. Состоят из: 70% олигоклаза, 5—8% микроклина, 20% кварца, 3—5% роговой обманки, циркона и обильных вторичных минералов: эпидота, хлорита, серицита и кальцита. Порода сильно дроблена, с широко развитыми явлениями грануляции.

Как и в гранитах, сильно развиты вторичные минералообразования.

2. Древние эффузивы и их туфы

Во многих горизонтах в состав древней свиты входит туфогеновый материал.

Мощные упоминавшиеся выше аркозово-конгломератовые толщи содержат преимущественно туфогеновый материал кислых эффузивов. Так, по рр. Терек, Кара-унгей, Бала-Чичкан, Ала-бель в аркозовой толще довольно часты гальки, обломки, мелкие частицы кварцевого порфира и фельзита. Реже встречается туфогеновый материал трахитовых порфиритов, иногда с намечающейся сферолизитовостью в основной массе. Туфогеновый материал фельзитов, плагиоклазовых порфиритов принимает существенное участие в образовании массы цемента конгломератов.

В различных горизонтах древней толщи довольно часто встречаются также порфириты самого разнообразного характера. Так, на водоразделе рр. Утмек

и Булак-су, в 4 км от устья последней, наблюдаются многочисленные обнажения диабазовых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов. Близ перевала Джаргарт на южном склоне Таласского Ала-тау в древней свите встречены авгитовые диабазовые порфириты.

Диабазовые авгитовые порфириты с типичной диабазовой структурой основной массы зачастую почти совсем не содержат фенокристаллов. Обычно в сильной степени изменены. В них развиты: вторичная уралитовая роговая обманка, хлорит, кальцит, пренит, соссюрит; часто встречаются эпидот и цоизит.

Плагиоклазовые порфириты обладают пилотакситовой структурой основной массы и редкими фенокристаллами плагиоклаза, зачастую альбитизированного. Цветные минералы часто совершенно отсутствуют. Плагиоклазовые порфириты в различной степени кальцитизированы, наблюдается развитие серицита и пренита.

Встречаются диабазовые порфириты с обильными фенокристаллами оливина, авгита и плагиоклаза. Основная масса их интерсертальной структуры. И фенокристаллы, и основная масса в сильной степени изменены. Сильно развито вторичное минералообразование; оливин почти нацело оталькован и серпентинизирован, плагиоклазы соссюритизированы; обильны эпидот, цоизит, хлорит и кальцит.

Туфы плагиоклазовых и авгитово-роговообманковых порфиритов обычно литокластической структуры и содержат некоторое количество кальцита. Сильно изменены. Наблюдается обильное развитие вторичных минералов: хлорита, эпидота, цоизита, серицита и пренита.

3. Нижнесилурийские эффузивы

Туфогеновые и в меньшей степени сами эффузивные породы принимают весьма существенное участие в сложении нижнесилурийской „толукской“ свиты, образуя мощные горизонты туфогеновых известковистых песчаников и туфогеновых известковистых конгломератов. Довольно часты туфо-лавы различных эффузивов, преимущественно основных и в редких случаях наблюдались порфириты.

Туфы главным образом литокластической, реже кристаллокластической структуры. Все они в сильной степени изменены. Туфогеновая масса, цементирующая вместе с небольшим количеством известнякового материала конгломераты, почти в полной мере теряет свой первоначальный состав и состоит из хлорита, серицита, цоизита, реже эпидота, кальцита и талька.

Эффузивы этой толщи весьма разнообразны по составу. Преобладают авгитовые, плагиоклазовые, авгитово-роговообманковые порфириты, но наблюдаются в значительно меньшем количестве и туфы кварцевых порфиров и фельзитов. Среди порфиритов доминируют авгитово-роговообманковые. Они бывают с биотитом или без него, с интерсертальной или пилотакситовой структурой основной массы. Роговая обманка часто опациitized. Развиваются хлорит и эпидот в цветных минералах и серицит, хлорит, цоизит — в плагиоклазах. И авгитовые, и плагиоклазовые порфириты часто атакситовой текстуры.

Очень широкое развитие имеют туфо-лавы перечисленных порфиритов.

4. Интрузия гранитов, гранодиоритов, сиенит-диоритов и других пород; так называемая сложная интрузия

Основная масса изверженных пород нашего района сложена породами комплекса сложной интрузии, прорывающей нижнесилурийские отложения и покрываемой трансгрессивно лежащими на ней нижнекарбонowymi отложениями. К этой интрузии относятся гранитный массив Киргизского хребта, Кенкольская интрузия и колоссальный батолит, один из крупнейших для всего северного Тянь-Шаня, слагающий Таласский Ала-тау в бассейнах рек Биш-таш, Колба, Узун-Ахмат, Улу и Бала Чичканы, переходящий далее на восток в Сусамыр-тау, бассейн рек Сусамыр и Каракол и еще далее на восток уходящий за рамки нашего планшета в горы Джум-гол-тау. Просмотренная нами площадь этого батолита достигает до 5 тыс. км² (рис. 1).

Все перечисленные отдельные интрузии мы полагаем одновременными на основании одинаковых отношений к вмещающим породам, совершенно тождественного внутреннего строения, тождественности пород их образующих и последовательности их образования. Так как породы, слагающие эту интрузию, довольно разнообразны по составу и образовывались в известной последовательности, то мы и придали этому комплексу термин сложная интрузия и будем пользоваться им в дальнейшем изложении.

Самыми ранними образованиями этой сложной интрузии являются наиболее основные разности пород: меланократовые сиенит-диориты, ортоклаз-плагиоклазовые пироксениты, габбро, серпентиниты и др. Они встречаются в виде крупных ксенолитов, до единиц квадратных километров площадью, располагаясь в периферических частях гранитных массивов по р. Ничке-сай в ее нижнем течении, в среднем течении рек Поспишик и Кара-Булак, в бассейне р. Сусамыр, в среднем течении р. Сардывай-тор верхнем правом притоке р. Каракол и в др. местах или слагают краевые зоны гранитных массивов (верхнее течение р. Арам-су). В бассейне р. Кенкол в среднем течении рек Чон и Бала-Чечей ортоклаз-плагиоклазовые пироксениты заключены в виде крупных ксенолитов в кварцевых диорит-сиенитах (см. рис. 6).

Следующими образованиями сложной интрузии являются кварцевые диорит-сиениты, кварцевые монцониты и др. Они обычно развиты в приконтактных зонах гранитного массива, слагая крупные ксенолиты или образуя приконтактный пояс интрузии. В нашем районе лишь как редкое исключение наблюдаются переходы от них к гранитам (р. Корумды, бассейн р. Сусамыр).

Граниты являются еще более молодыми образованиями и образуют интрузивные контакты со всеми предыдущими породами. Они сопровождаются серией разнообразных жильных пород асхистового и диасхистового типов. С гранитом связаны также рудные и нерудные кварцевые жилы, очень распространенные в нашем районе. В приконтактных зонах граниты местами переходят в гранодиориты, кварцевые сиениты, нордмаркиты и др.

Образование этой сложной интрузии является наглядным примером последовательной дифференциации внедряющейся крупной массы кислой магмы, поэтому мы рассмотрим ее несколько подробнее.

Ниже приводим описание различных пород в последовательности их образования.

а) Меланократовые сиенит-диориты, габбро, габбро-диориты, ортоклаз-плагиоклазовые пироксениты. Меланократовые сиенит-диориты и ортоклаз-плагиоклазовые пироксениты слагают крупные, до 1,5 км² площадью, ксенолиты, заключенные в кварцевых диорит-сиенитах в среднем течении рек Бала и Чончеке (бассейн р. Кенкол).

Породы средне- и крупнозернистые, часто зеленовато-черного цвета.

Во всех образцах этой группы пород развита габбро-диоритовая структура; в некоторых шлифах встречаются пойкилитовые кристаллики плагиоклазов в роговой обманке.

Роговая обманка во всех шлифах различается первичная и вторичная, причем последней значительно больше, чем первой. Составляет до 50—60% всей массы породы.

Первичная роговая обманка в неправильно ограненных зернах обычно зонального строения (рис. 2).

	П л е о х р о и з м			$N_g[001]$	2V
	N_g	N_m	N_p		
Ядро	Бурый	Светлозеленовато-бурый	Светложелтовато-бурый	14°	—65°
Периферия	Зелено-бурый	Светлобуро-зеленый	Светложелтовато-зеленый	17,5°	—62°

Показатели преломления, измеренные методом иммерсии, оказались равными: $N_g = 1,719$; $N_p = 1,682$; $N_g - N_p = 0,037$, причем у ядра показатель преломления больше, чем у краевых зон.

Двупреломление, измеренное компенсатором Ветек в нескольких зернах шлифов №№ 163-а и 162, оказалось равным от 0,032 до 0,039.

По высокому показателю преломления и величине двупреломления наши роговые обманки несколько выходят из ряда обыкновенных и уклоняются в сторону базальтической роговой обманки. Присутствие в породе значительного количества титана в виде ильменита подтверждает сказанное. Ядра зерен ближе к базальтической роговой обманке, чем краевые зоны. Роговая обманка зачастую полисинтетически или просто сдвойникова, причем во всех случаях наших измерений плоскостью срастания был (100) и угол N_m с (100) колебался в пределах $14-17^\circ$.

Роговая обманка переходит во вторичную уралитовую роговую обманку. Последняя развивается как на месте первичной роговой обманки, так в особенности энергично на месте моноклинного пироксена, ранее составлявшего, повидимому, существенную часть породы, но теперь сохранившегося обрывками лишь в ядрах крупных зерен вторичной роговой обманки, почему естественно предположить, что ранее все такие зерна были кристаллами пироксена.

Пироксен моноклинный составляет 5—10% породы; как уже отмечалось, чрезвычайно сильно изменен. Измерения констант дали: $2V =$ от $+56$ до $+58^\circ$; $N_g \angle [001] =$ от 46 до 48° ; $N_g - N_p = 0,022-0,023$; $N_m = 1,685$, определяющие пироксен как диопсид-авгит.

Биотит частью мусковитизирован. Местами включает мелкие зернышки циркона с развитием темных плеохроичных двериков.

Плаггиолазы в форме мелких, до 0,3 мм размером, призматических зональных кристаллов представлены андезин-лабрадором №№ 47—53 (7 измерений на Федоровском столике).

Ортоклаз наблюдается в чрезвычайно измененных, сосюритизированных зернах, занимающих промежутки между другими минералами. Устанавливается по меньшему, чем у канадского бальзама, коэффициенту преломления; в некоторых зернах удалось измерить угол N_m с плюсом спайности по (001), который был равен 6 и $7,5^\circ$.

Кварц развивается главным образом за счет вторичных процессов минералообразования.

Воздействием последующих интрузий и энергичной тектоники кварцевые агрегаты зачастую перекристаллизованы в монолитные зерна, на первый взгляд кажущиеся первичными выделениями, но при внимательном просмотре видна засоренность их серицитовыми и цоизитовыми зернышками, а также и вышеописанный процесс замещения.

Для пород этой группы характерно большое содержание ильменита, а также аксессуарных минералов, как апатит, сфен, циркон. Апатит встречается в довольно крупных, до 0,7—0,5 мм, зернах. Циркон главным образом рассеян в биотите. Интересны решетчатые образования ильменита, группирующегося обычно с биотитом. Зачастую первый в значительной степени замещается лейкоксеном.

Количество полевых шпатов в породе колеблется в пределах 22—25% и постоянно сохраняется преобладание среди них плаггиоклаза над ортоклазом. Количество же различных меланократовых минералов весьма непостоянно.

Почти все образцы, взятые из различных точек ксенолитов, оказались чрезвычайно резко катаклазированными. Полевые шпаты разломаны на участки, которые сдвинуты по отношению друг к другу; биотит часто собран в гофрированные складки, роговая обманка раздроблена.

Мы уже указывали на весьма изменчивый минералогический состав этой группы, вследствие чего затруднительно отнесение их к какому-либо определенному типу. По существу они представляют, как следует из приведенного описания, гибридные породы, промежуточную группу между сиенит-диоритом и ортоклазовым габбро. Принимая же во внимание, что плаггиоклаз не поднимается выше 53 номера, часто спускаясь до 47, наличие, кроме пироксена, роговой об-

манки и биотита, значительного количества ортоклаза (8—12%), а также, возможно, небольшого количества первичного кварца, — породы, вероятнее всего, можно будет отнести к группе меланократовых сиенит-диоритов.

Среди этой группы, как упоминалось выше, встречаются крупные шширообгазные меланократовые обособления, которые представляется возможным отнести к группе ортоклаз-плаггиоклазовых пироксенитов. Количество цветных компонентов у этой группы поднимается почти до 92% при 3% ортоклаза, 3% плаггиоклаза и 2,5% вторичного кварца.

Химический анализ породы, выполненный Л. А. Ивановым в лаборатории Технологического института, дал следующее содержание окислов:

SiO ₂	48,61	MgO	14,15
TiO ₂	0,51	CaO	11,12
Al ₂ O ₃	9,76	Na ₂ O	1,11
Fe ₂ O ₃	2,50	K ₂ O	1,04
FeO	9,06	Пот. при прок. . . .	2,41
MnO	0,05		

Пользуясь методом А. Н. Заварицкого, получаем магматическую формулу:

$S=50,57$; $a=8,65$ $c=4,18$ $b=40,60$; $n=65$; $f=20$; $\varphi=5$; $m=55$.

Величина S близка к величине S пироксенитов или ультраосновного габбро, как и b . Но останавливает внимание несколько бо́льшая величина a , отклоняющая нашу породу от этой группы, указывая на ее несколько повышенную щелочность. Приводим табличку сравнения пород средних типов (по различным авторам), наи. более близких к нашей породе:

Название	Автор	a	c	b	S
Плаггиоклаз-ортоклазовый пироксенит р. Кенкол	—	3,65	4,18	40,60	50,57
Пироксенит щелочного ряда	Дэли	2,9	4,1	43	50
Ямаскит	Джолэнсон	2,3	5,9	43,9	47,9
Перкнит (щелочный)	Заварицкий	3	4	45	48

В приведенных породах подчеркивается щелочность, и химический состав породы показывает на правильность отнесения ее к группе ортоклазовых пироксенитов.

В заключение отметим, что разобранной группе пород, объединенных нами под термином меланократовых сиенит-диоритов, присущи две особенности: 1) крайняя изменчивость минералогического состава и 2) несколько повышенная щелочность. Эти особенности придают нашим породам черты гибридности.

Габбро и габбро-диориты были встречены в виде крупных ксенолитов в нижнем течении р. Ничке-сай, среднем течении р. Ойалма близ р. Коссогет-сай и в среднем течении р. Кавак-су по южному склону Сусамырского хребта; затем в бассейне р. Саксамыр, в среднем течении р. Кара-Булак, в бассейне р. Каракол, в нижнем течении р. Сардывай-тор. Породы темнозеленого, почти черного цвета, несколько варьирующие по крупности зерна. Обычно средние и среднекрупнозернистые; как исключение по р. Кавак-су развито также и мелко среднезернистое габбро. Выделяется нормальное и меланократовое габбро, содержащие до 65% темноцветных минералов. Последнее в значительно меньшем количестве и представляет фациальную разновидность в нормальных габбро.

Габбро состоит из лабрадора, лабрадор-битовнита (№№ 52—60), роговой обманки, авгита, редко энстатита, биотита; аксессуарных — апатита, магнетита, сфена; в некоторых образцах — небольшого количества вторичного кварца. Обычно габбровой или габбро-офитовой структуры.

Присутствует в незначительном количестве кварц. Отчетливо устанавливается его вторичное происхождение, связанное с общей грануляцией породы.

Габбровые породы обычно носят следы катаклаза; плаггиоклазы в них давлены, биотит часто изогнут; уже отмечалась грануляция. Типичны и процессы

вторичного минералообразования: уралитовой роговой обманки, хлорита, соссюрита, пренита, также редких зерен эпидота. Количество пренита иногда так велико, что габбро можно назвать пренитовым габбро.

Габбро-диориты близки по своему составу и внешнему виду к габбро, отличаются лишь более кислым плагиоклазом (андезин-лабрадор) и меньшим содержанием цветных минералов.

б. Кварцевые диорит-сиениты, кварцевые монцониты, кварцевые габбро-диориты. Породы этой группы связываются между собою промежуточными разностями и часто встречаются вместе. Они наблюдаются в бассейне р. Кенкол, где слагают довольно крупный массив, с севера прорванный гранитами, затем — по южному склону Кенкольского хребта, в Айран-сае и близ Джурголот-сая, в верховьях р. Утмек (таласский), почти по всем крупным правым притокам Каракола в его верхнем течении, в среднем течении р. Ой-алма и Коссогет-сая, в нижнем течении р. Улучич-кан, в верховьях р. Бортেকে, р. Шанык и др. местах.

Обычно они слагают части контактовых зон гранитной интрузии; но местами слагают также ксенолиты, заключенные в гранитах вдали от контактов. Породы всех перечисленных мест встречи их близки по составу, взаимным переходам, местом в интрузиях и соотношению с другими изверженными породами.

Кварцевые диорит-сиениты, кварцевые монцониты средне-крупно неравномерно-зернистые, розовато-темносерого цвета; кварцевые габбро-диориты темносерого зеленоватого цвета. Крупность зерна не является постоянной, но варьирует, уменьшаясь близ контактов, а местами и вдали от них.

Основные составляющие минералы: плагиоклаз, микроклин, ортоклаз, кварц, роговая обманка, биотит и авгит. Меняющееся соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза (№№ 43—50) определяет наличие ряда: кварцевые габбро-диориты — кварцевые диорит-сиениты.

В тех разностях, где калиевые полевые шпаты отсутствуют или почти отсутствуют, образуются кварцевые габбро-диориты (реки Шанык, Улу-Чичкан); когда же наряду с плагиоклазами присутствует значительное, а иногда и преобладающее количество калиевого шпата, образуются кварцевые диорит-сиениты,

Кварцевые монцониты¹ довольно редки и представляют породы, в которых плагиоклаз (андезин-лабрадор) и калиевый полевой шпат наблюдаются в равных количествах (р. Утмек).

Содержание темноцветных минералов колеблется в пределах 17—25%, но в некоторых случаях, как, например, в верховьях р. Шанык, возрастает до 30—35%. Количество биотита составляет приблизительно постоянную долю всего количества темноцветных минералов, именно $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ часть его. Роговой обманки почти везде больше, чем пироксена.

Структура, как и состав несколько варьируют. Породы разной крупности зерна, чаще мелко и среднезернистые, но встречаются и крупнозернистые. Обычно несколько порфириовидны. Наиболее характерна габбро-диоритовая структура, но местами, например, в кварцевых габбро-диоритах, в верховьях р. Шанык, наблюдается габбровая структура (обр. 271—272). В монцонитах же — монцонитовая.

Плагиоклазы, как уже говорилось, сохраняют большую основность во всех разностях пород. Представлены они андезин-лабрадором в коротко призматических кристаллах, обычно зональных, несколько сосхритизированных, более энергично в ядре. 10 измерений двойников на Федоровском столике дали №№ от 43 до 50; двойникование по альбиговому и периклиновым законам.

Калиевые полевые шпаты представлены как ортоклазом, так и микроклином. В широкотабличатых зернах их развиты пертитовые сростки, они чаще встречаются в разностях пород с большим содержанием калиевых полевых шпатов и более обычны в микроклине, чем в ортоклазе. Редко встречаются двойники по карлсбадскому закону. Двойниковая решетка микроклина заметна очень слабо и он отличался от ортоклаза измерением угла между N_m и $\perp$ (001), давшим 12 или 13,5°, или угла между N_g и $\perp$ (010), давшим от 4,5 до 7°.

¹ Кварцевые монцониты здесь употребляются в понимании американской школы.

Кварц местами образует пегматитовые вроски в микроклине.

Авгит присутствует не всегда; в диорит-сиенитах часто его нет. Обычно идиоморфен по отношению к роговой обманке. В призматических кристаллах часто полисинтетически сдвойникован. Обычно частью уралитизирован и пренитизирован. В породах, богатых ортоклазом и бедных андезин-лабрадором, периферические части авгитовых зерен обладают слабо синевато-зеленоватым плеохроизмом, повидимому, обязанным некоторому содержанию щелочей и образованию первых стадий перехода к эгирин-авгиту.

Определение констант пироксенов сведено в таблице:

№№ шлифов	N_g	N_m	N_p	угол между N_g и [001]	$2V$	$N_g - N_p$	Примечание
105/35 г.	1,750	—	1,725	50—49	+60	0,025	Ядро
105/35 г.	—	—	—	56	+61	0,031	Периферия
43/35 г.	—	1,740	—	52	+60	0,029	

Из таблицы прежде всего видно, что пироксены принадлежат к авгитовой группе. Затем заметно влияние некоторой щелочности, в особенности в краевых зонах, чем, повидимому, обусловлено повышенное двупреломление (у авгитов до 0,026; в наших пироксенах до 0,031), чрезмерно большой угол N_g с [001], а также ненормально для авгитов высокий коэффициент преломления.

Из акцессорных минералов часты мелкие зернышки апатита, циркона, сфена, группирующихся обычно с биотитом.

Анализ наиболее типичной породы диорит-сиенита, выполненный Л. А. Ивановым в лаборатории Технологического института, показал следующее содержание окислов:

SiO_2	57,38	MgO	2,83
TiO_2	0,75	CaO	7,08
Al_2O_3	17,22	K_2O	3,30
Fe_2O_3	6,35	Na_2O	2,89
FeO	0,95	П. п. п.	1,20
MnO	0,04		

Пересчитывая весовые проценты в молекулярные количества и пользуясь методом пересчета А. Н. Заварицкого, получаем магматическую формулу:

$S = 68,08$; $a = 11,48$; $c = 6,12$; $b = 14,32$; $n = 57$, $f = 45$; $q = 38$; $m = 36$

Наиболее близкими по анализу к нашей являются породы, указанные в таблице:

Порода	Автор	a	c	b	S
Кварцевый диорит-сиенит р. Кенкол	—	11,48	6,12	14,32	68,08
Сиенит	Джохенсен	13,3	3,6	15,0	68,1
Диорит	Дэли . . .	10,5	5,8	15,5	68,2
То же	Заварицкий	11	6	16	67
Габбро-сиенит	Озани . . .	13,3	5,8	18,8	64,1
Кварцевые диориты	Дэли . . .	9,6	6,5	14,2	68,7

Как видно, наша порода является промежуточной между кварцевыми диоритами и сиенитами, что подтверждает правильность отнесения ее к группе диорит-сиенитов.

В описании мы указывали на проявление слегка повышенной щелочности, местами оно настолько заметно, что приводило к образованию упоминавшихся шлировых пород, состоящих из микроклина, меньшего количества лабрадора, авгита

(эгирин-авгита) и роговой обманки. В магматической формуле это также заметно; так, коэффициент a весьма велик; между тем, отношение калиевых шпатов к плагиоклазам в среднем больше 2; следовательно избыточная часть Na очевидно уходит в молекулы цветных минералов, что и видно из их описания.

Анализ образца сиенит-диорита, взятого в устье р. Сардывай-тор, выполненный в аналитической лаборатории Ленинградского горного института, показал следующее содержание окислов:

SiO ₂	56,84	MgO	4,32
TiO ₂	1,32	CaO	5,45
Al ₂ O ₃	13,55	Na ₂ O	2,22
Fe ₂ O ₃	4,38	K ₂ O	3,04
FeO	6,75	П. п. п.	1,70
MnO	0,31		

Пересчитывая анализ по методу А. Н. Заварицкого, получаем:

$$\begin{array}{llll} a = 9,21; & c = 4,4. & b = 20,15; & S = 66,2; \\ n = 50,4; & \varphi = 18,5; & c^t = 11; & \\ f = 50,5; & m = 36,4; & & \end{array}$$

Как видно, порода несколько уклоняется по составу от сиенит-диорита, приближаясь к габбро-сиениту.

В некоторых местах массива диорит-сиенитов бассейна р. Кенкол наблюдаются увеличение содержания кварца до 20%, понижение основности плагиоклазов до №№ 29—35, развитие биотита и уменьшение количества авгита до его полного отсутствия. Тогда порода приобретает гранодиоритовый облик; но эти исключения теряются в общей массе кварцевых диорит-сиенитов.

По всему массиву рассеяны довольно частые мелкие обособления мелко среднезернистых меланократовых диорит-сиенитов с малым содержанием кварца, иногда его полным отсутствием и большим количеством авгита. Плагиоклаз, как показали измерения, представлен лабрадором (№№ 50—53).

Отметим своеобразную структуру этих шлировых пород, именно: в среднезернистой массе ортоклаза, микроклина и плагиоклаза рассеяны обильные пойкилитовые кристаллики авгита, роговой обманки и биотита.

В бассейне р. Кенкол диорит-сиениты образуют многочисленные мелкие, отходящие в осадочные свиты, штоки. В последних и в приконтактной полосе самой краевой зоны развиваются порфиroidные разности, местами с чрезвычайно сильно развитой гранофировой структурой (рис. 3).

В таких породах пироксен отсутствует, и фемические минералы представлены роговой обманкой и в меньшем количестве биотитом. Плагиоклаза значительно больше ортоклаза и основность их колеблется в пределах №№ 42—48.

В многочисленных жилах, отходящих от массива в сланцевую толщу и меланократовые сиенит-диориты, развивается порфировая структура и заметно меньшее содержание фемических минералов. Зачастую образуются лейкократовые разности, совсем лишенные роговой обманки и биотита. В них фенокристаллы представлены ортоклазом и андезином или олигоклаз-андезином. В тонкозернистой основной массе помимо этих же минералов присутствует небольшое количество кварца. В случае некоторого содержания роговой обманки (до 15%), фенокристаллы которой имеют столбчатую и даже игольчатую форму, часто наблюдается правильная ориентировка ее в краевых частях жил параллельно зальбандам. Это создает своеобразную полосчатую структуру, хорошо заметную даже в обнажениях.

Вторичные изменения пород интрузии кварцевых диорит-сиенитов выражены в сосюритизации и серицитизации полевых шпатов, уралитизации, хлоритизации и местами преницитизации темноцветных минералов. Катаклаз кварцевых диорит-сиенитов во всей интрузии также сравнительно не силен. Так, зачастую листочки биотита несколько смяты, слегка давлены полевые шпаты, кварц с облачным погасанием и довольно часто развиваются явления грануляции. Правда, встречено несколько линий разломов, у которых они катаклазированы до образования типичных милонитов, но это узко местное проявление, не отражающееся на всей интрузии.

Здесь вспомним, что разобранные, ранее меланократовые сиенит-диориты отличаются чрезвычайно резким катаклизмом и очень сильной степенью изменения с образованием обильных вторичных минералов.

в. Граниты, гранодиориты, grano-сиениты, кварцевые сиениты, нордмаркиты. Граниты хребтов Киргизского, Кенкольского и Таласского Ала-тау совершенно тождественны между собой не только по составу, структуре, внешнему облику, но также взаимоотношением с другими изверженными породами, пестрой гаммой жильных пород и вмещающими толщами метаморфизованных пород. Граниты являются микроклин-микропертитовыми, рогово-обманково-биотитовыми. Обычно они светлорозового, сероватого цвета, крупно неравномернозернистые, часто несколько порфиоровидны, с более крупными зернами розового микроклина и дымчатого кварца, до 1—1,5 см размером. Цветные минералы в небольшом количестве рассеяны в мелкозернистой основной массе породы.

Структура гранитовая; крупность зерна изменяется в зависимости от положения в интрузии, удаленности от контактов и пр.

Встречаются разности с более интенсивной красноватой окраской; в таких случаях они обычно несколько меньше содержат кварца. Помимо такого колебания в содержании кварца, что наблюдается главным образом в приконтактных зонах с известняками, непостоянство состава выражается меняющимся количеством темноцветных минералов и несколько различным содержанием плагиоклазов.

Зачастую наблюдаются незакономерно расположенные лейкократовые обособления в самом массиве и наблюдается сильное обеднение темноцветными минералами в штоках и штокообразных заливах, отходящих от главного интрузивного тела в сланцевую свиту (реки Кенкол, Беш-Таш, Узун-Ахмат, Толук и др.). К таким гранитам, учитывая их несколько повышенную щелочность, можно применить термин аляскитовые граниты, что подробнее будет разбираться ниже.

Уже отмечалось, что граниты даже в самом массиве несколько порфиоровидны. В контактовых зонах и в отходящих штоках порфиоровидность несколько усиливается. Обычно лишь в непосредственном контакте заметно резкое изменение структуры. Исключение составляют только штоки, отходящие от массива в верховьях р. Кара-Кунгей и в среднем течении р. Чон-Арын.

Здесь наблюдаются в краевых частях штока зоны гранит-порфиоров, даже кварцевых порфиоров. К тому же [месту по рекам Кара-Кунгей и Чон-Арын приурочено небольшое оруденение.

Для всех образцов гранитов характерна гипидиоморфно-зернистая структура, нарушающаяся ненормально высоким идиоморфизмом кварца, образованием перматитовых соотношений с микроклином. Другой характерной особенностью структуры являются чрезвычайно сильно развитые пертитовые срастания (рис. 4), местами настолько крупные, что без особого труда удалось на Федоровском столике выяснить природу сростков; в особенности они обильны в микроклине. Кроме пертитов распада наблюдаются также местами и пертиты вмещения, альбитизация микроклина, в особенности сильно выраженные в приконтактных гранитах с р. Балык-су (приток Сусамыра).

Микроклин в крупных широкотабличатых кристаллах до 1 см размером иногда sdвойникован по карлсбадскому закону, с чрезвычайно обильными пертитовыми прорастаниями. Двойниковая решетка часто неясна, но микроклин подтверждался измерением угла между N_m и $\perp$ (001); девять измерений дали угол от 11 до 15° и 2V от —68 до —82°.

Ортоклаз в небольшом количестве и в меньших кристаллах, чем микроклин, часто идиоморфных к последнему. Меньше содержит пертитовых сростков. Попадают зональные кристаллы. В некоторых шлифах он совсем отсутствует. Подтверждается измерением угла между N_m и $\perp$ (001); так, 5 измерений дали углы от 4 до 7°.

Плагиоклаз в мелких, 0,2—0,4 мм, часто идиоморфных кристаллах; зачастую пойкилитовыми зернами включен в калишпат. В редких случаях в более крупных зернах, до 0,6 мм. Принадлежит почти чистому альбиту (11 измерений двойников на столике Федорова дали M_N от 1 до 5).

При двух замерах установлен отрицательный знак $2V$ альбита. Сомнений в правильности измерений быть не может, так как выходят обе оптические оси.

Биотит в листочках до 1 мм; обычно включает рутиловые, цирконовые и апатитовые зернышки. Часты вокруг включений плеохроичные дворники. В некоторых образцах биотит двух типов: с обычным бурым плеохроизмом и с зеленым, причем улавливается, что зеленый — как будто более поздний, чем бурый.

Роговая обманка плеохроирует в зеленых, синевато-зеленоватых тонах по N_g и буровато-желтых по N_p . Углы N_g с $[001]$ обычно $12-16^\circ$. В некоторых образцах синеватый оттенок плеохроизма наблюдается в особенности заметно (р. Толук). В. М. Попов в своем очерке о Кетмень-тюбинском районе указывает на типичные щелочные роговые обманки, наблюдавшиеся им в более восточных частях массива за рамками нашей площади исследования по р. Кавак-су.

Акцессорные минералы: ортит, рутил, циркон, сфен.

Ортит рассеян неравномерно; местами в шлиф попадает 4—5 зернышек его, до 0,1—0,3 мм размером.

Из описания гранитов видно, что в них заметна слегка повышенная щелочность, выраженная 1) тем, что плагиоклаз представлен почти чистым альбитом и его мало, 2) приведенными свойствами роговой обманки.

Химический анализ наиболее типичного образца гранитов, выполненный аналитиком Л. А. Ивановым, показал содержание окислов:

SiO_2	73,59	MgO	1,32
TiO_2	0,11	CaO	0,36
Al_2O_3	12,56	Na_2O	3,34
Fe_2O_3	2,04	K_2O	4,96
FeO	1,40	П. п. п.	0,40
MnO	0,07		

Перечисляя на молекулярные количества и пользуясь методом А. Н. Заварицкого, получаем магматическую формулу:

$$S = 80,30; \quad a = 14,3; \quad c = 1,10; \quad b = 4,38; \quad m = 50; \\ n = 72; \quad f = 31; \quad \varphi = 13; \quad c = 14.$$

Сравнивая нашу породу с близкими по химическому составу породами (см табл.), видим, что у нее несколько увеличен коэффициент a и значительно меньше коэффициент c :

Порода	Автор	a	c	b	S
Гранит р. Кенкол . . .	—	14,3	1,1	4,33	80,3
Аляскит	Дэли	14	0,5	2,5	83
Средний гранит	Тиррель	14,2	1,4	4,5	79,9
Граниты всех возрастов	Дэли	12,9	2,6	6,1	78,4
Нормальные граниты .	Ниггли	13,4	3,1	8,3	75,2
Граниты	Левинсон - Лес-синг	13,1	1,9	4,5	80,5
Граниты средние . . .	Заварицкий . . .	13	2	5	79

Граниты из штоков рек Толук и Бортеке выделяются некоторыми особенностями химического состава — именно избытком SiO_2 и пересыщенностью глиноземом.

В гранитных массивах встречаются мелкие, редко рассеянные, с кулак величиной и крупнее шилры, представляющие мелкозернистые меланократовые гранодиориты, состав которых: калишпат — 35%, кварц — 25%, олигоклаз-андезин — 20%, роговая обманка — 17%, биотит — 3% (образцы 42 и 54). Структура их в общем гипидиоморфнозернистая, но нарушается большим идиоморфизмом плагиоклазов, зачастую образующих пойкилитовые вроски в роговой обманке. Часто эти шилры имеют несколько вытянутую в одном направлении форму.

Катаклаз гранитов выражен часто встречающимися явлениями грануляции. В сильно катаклазированных образцах весьма интенсивен процесс изменения. Сильно развивается кальцитизация полевых шпатов и хлорит почти нацело замещает первичные цветные минералы. Но такие сильно катаклазированные образцы гранитов приурочены только к определенным зонам разломов.

Окислы	Весовые %		Молекулярн. количества	
	Граниты р. Толук	Граниты р. Бортеке	Граниты р. Толук	Граниты р. Бортеке
SiO ₂	79,32	72,45	1,322	1,207
TiO ₂	0,09	0,38	0,001	0,005
Al ₂ O ₃	10,92	13,44	0,107	0,131
Fe ₂ O ₃	1,15	2,01	0,007	0,013
FeO	0,18	1,18	0,003	0,016
MnO	—	—	—	—
MgO	0,08	0,28	0,002	0,008
CaO	0,47	1,76	0,008	0,031
Na ₂ O	2,30	0,71	0,037	0,011
K ₂ O	4,06	7,29	0,43	0,078
П. п. п.	0,89	—	—	—
	99,46	100,78		

Для гранитов р. Толук: $a = 10,35$; $c = 0,52$; $b = 3,69$; $S = 85,53$.
 Для гранитов р. Бортеке $a = 11,75$; $c = 2,07$; $b = 4,82$, $S = 81,35$.

В приконтактной зоне гранитов со сланцами заметного изменения состава первых не наблюдается. В контактах же с известняками изменение очень интенсивно. В особенности это заметно в случае образования в известняках сети штоков разной величины (р. Шанык).

Изменение состава выражается уменьшением количества кварца, увеличением количества цветных минералов и образованием кварцевых сиенитов и нордмаркитов, располагающихся широкой полосой вдоль контактов (до 150—200 м и большей ширины) или целиком составляющих более мелкие штоки. В последнем случае часто они особенно сильно обогащаются цветными минералами, как, например, в верховьях р. Терек (обр. 231).

Наиболее распространенные породы этой группы среднезернисты, несколько порфиоровидны, гипидиоморфнозернистой структуры. Состоят из микроклин-пертита 65—85%, альбита (№№ 5—8%) 10—20%, кварца 8—15%, биотита и роговой обманки 3—5%. Из аксессуарных минералов присутствуют: сфен в большом количестве, апатит, ортит и редко рутил.

Для всех образцов характерно интенсивное образование пертитов; местами наблюдается развитие пегматитовых сростаний кварца с микроклином. Роговая обманка в нордмаркитах с повышенной щелочностью обладает густыми синевато-зеленоватыми по N_g и зеленовато-желтыми по N_p цветами плеохроизма. $N_g \angle [001]$ колеблется в пределах 10—11°, $N_g - N_p = 0,010 - 0,018$.

Из вторичных минералов развиваются хлорит, соссорит, эпидот и кальцит. Кварцевые сиениты образуются в тождественных нордмаркитам условиях и отличаются только составом плагиоклаза и характером роговой обманки (обыкновенная).

Уже отмечалось, что граниты сопровождаются разнообразными жильными образованиями. Более детально последние изучены нами в бассейне р. Кенкол, где они значительно обильнее, но многие из них даже при маршрутной съемке были обнаружены и в бассейне рек Узун-Ахмат, Улу и Бала Чичканы, Торкен, Утмек, Алабель и др.

Развиты жильные породы как асхистового, так и диасхистового типов.

Устанавливаются следующие жильные образования в порядке их возникновения:

- 1) пегматиты и аплиты,
- 2) лампрофиры: спессартиты и керсантиты,
- 3) жила кварцевых порфиров, гранит-порфиров,
- 4) порфириновые жилы.

После пегматитов и до порфириновых жил произошло образование кварц-турмалиновых жил и жил с вольфрамово-молибденовым оруденением, флюоритом и пр. С другими жильными образованиями их соотношение осталось невыясненным.

При сравнении жильных образований наших трех интрузивных тел бросается в глаза большое богатство пневматолитовыми минералами интрузий Киргизского и Кенкольского хребтов и сравнительная бедность ими центрального батолита Таласского Ала-тау.

Так, для первых характерно развитие кварц-турмалиновых жил, богатство турмалином пегматитов, развитие турмалиновых пегматитов в приконтактовых частях вмещающих пород. Однако развитие всех перечисленных образований в одинаковой последовательности констатируется во всех трех интрузиях.

Различаются пегматиты турмалиновые и без турмалина. Турмалиновые пегматиты очень многочисленны в бассейне р. Кенкол. Они были найдены в среднем течении р. Ала-бель, на левом склоне долины, в верховьях и среднем течении р. Муз-тор, притоках Торкена, в нижнем течении р. Кавак-су, в среднем течении р. Улу-Чичкан, близ устья р. Итогар и в других местах. Во всех приведенных местах, исключая бассейн р. Кенкол, количество турмалина в пегматитовых жилах очень невелико.

Пегматитовые жилы без турмалина встречаются гораздо чаще, залегая во всех трех интрузиях в гранитах близконтактовой полосы. Чаще пегматитовые жилы не совсем правильного зонального строения.

Турмалиновые пегматитовые жилы развиты обычно в приконтактовой полосе гранитов и близлежащих частях метаморфизованной толщи.

Турмалиновые пегматитовые жилы встречаются в приконтактовой полосе гранитов Кенкольского хребта против рек Терек и Чечке, близ перевала Джургамт на южном склоне хребта.

В тех случаях, когда они расположены в контактовой полосе, всегда удается проследить постепенный переход гранитов в эти пегматитовые жилы. В особенности отчетливо это можно наблюдать по р. Терек, где сильно обогащенные турмалином мелкие (50—60 м) штоки гранитов с постепенным укрупнением зерна и развитием письменной структуры дихотомируют на ряд мощных пегматитовых жил, протягивающихся на значительное расстояние в метаморфизованную толщу. Отчетливо, но в меньшем масштабе, этот переход наблюдается и по р. Джаша; но здесь пегматитовые жилы очень малы и коротки. В жилах, находящихся в приконтактовой полосе гранитов, часто развиваются турмалиновые солнца до 20—25 см размером, присутствует в очень небольшом количестве мусковит и чрезвычайно редко встречаются циркон и гранат, темнокрасный альмандин ($N = 1,82$). Из полевых шпатов доминирует микроклин, в кристаллах до 15—20 см размером, с частыми пертитовыми сростками с плагиоклазом и с неясной, а иногда и совсем незаметной, двойниковой решеткой. Плагиоклаз пертитов самой разнообразной формы и представлен почти чистым альбитом (до 6 номера).

Чем дальше отходим от гранитных выходов, тем меньше содержится турмалина, возрастает количество мусковита и быстро увеличивается размер кристаллов; так, микроклин достигает размеров 70—80 см и больше.

Простирание этих жил в сланцевой свите совпадает с простиранием последней; но очень часто встречаются и секущие жилы. Все жилы обычно крутопадающие.

Пегматитовые жилы, не содержащие слюды и турмалина; они обычно в высшей степени неправильной линзообразной, трубообразной формы, расположены в гранитах, приконтактовой зоне и вдали от контакта. Минеральный состав их выражается крупнокристаллическим кварцем и микроклином; очень редко встре-

чаются мелкие зернышки альмандин. Письменная структура имеет сравнительно небольшое развитие. Зачастую даже трудно провести разграничение жилы и вмещающего гранита, настолько зальбанды их расплывчаты; и можно предполагать почти сингенетическое образование их.

Они довольно часты как в среднем, так и верхнем течении рек Джаша и Батомчал. Как редкое исключение в некоторых жилах попадались циркон в мелких кристалликах обычной для него формы и новый описанный нами минерал оливинной группы — таласскит.¹

Более молодыми образованиями являются многочисленные крутопадающие кварц-турмалиновые, четкообразные, линзообразные жилки, часто с волосными пережимами и образованием гнезд и коротких линзочек, чаще 10—15 см размером, но достигающих в единичных случаях до 1 м. Они развиты в приконтактной полосе гранитов. Столбчатые кристаллы шерла в них обычно мелкие, но иногда достигают до 7—8 см длины, с хорошо развитыми тригональными дипирамидами и преобладающей призмой второго рода с развитием вицинальных граней. Кварц плотный, белый; реже друзы горного хрусталя. Простираение жил колеблется в значительных пределах, 305—340° на СЗ. Они многочисленны по рекам Джаша, Бала-Чегей и в западной половине Кенкольского хребта.

Аплитовые жилы имеют довольно широкое распространение во всех трех интрузиях. Они, как и пегматитовые жилы, тяготеют к приконтактной полосе, но встречаются и на значительном расстоянии от нее. Мощность аплитовых жил обычно невелика, порядка 5—10 и десятков сантиметров. Аплиты мелко и тонкозернистые, розоватого цвета, часто с желтоватыми оттенками, аллотриоморфной структуры, иногда с гранофировыми участками. Состоят из микроклина, кварца, олигоклаза, ничтожного количества мелких зерен роговой обманки, мелких рудных зернышек, редких кристалликов апатита и циркона. Вторичное минералообразование в заметных количествах.

Еще более молодыми образованиями являются рудные, молибденово-вольфрамовые кварцевые жилы бассейна рек Кенкол и Утмек, встречаемые в штокообразных отпрысках, отходящих от главного гранитного поля. В зависимости от близости к контакту образовалось несколько различных месторождений. Вне аляскитовых гранитов молибденово-вольфрамовых жил не было встречено. Они описаны нами в специальной статье и здесь мы не будем останавливаться на них.

Образованиями той же фазы являются пустые кварцевые жилы, пересекающие все предыдущие. Простираение их часто выдерживается параллельно контактам гранитов и расположены они в самой краевой полосе их и в прилегающей вмещающей толще сланцев.

Лампрофиты типа спессартита были встречены на водоразделе Кара-Унгей и Беш-таш, в бассейне р. Кенкол, в верхнем течении р. Каракол. Они слагают правильные жилы выдержанной мощности в 0,5—2 м. Макроскопически породы эти тонкозернистые, черного или зеленовато-черного цвета. Структура гипидиоморфно или панидиоморфнозернистая, несколько порфириовидная с более крупными образованиями роговой обманки. Состав их: обыкновенная роговая обманка, андезин, андезин-лабрадор, очень немного авгита, апатита и рудного минерала. Из вторичных минералов хлорит, эпидот, цоизит и кальцит. Вторичные минералы зачастую в значительных количествах.

Керсантиты были встречены в верхнем течении р. Утмек, нижнем течении р. Чичкен и по р. Джаша. Породы эти мелкозернистые, темные с зеленоватым оттенком, гипидиоморфнозернистой структуры, несколько порфириовидны. В некоторых образцах с р. Утмек в них отмечаются своеобразные пойкилитовые многочисленные кристаллы биотита в кварце и полевых шпатах. Состав керсантитов: биотит, незначительное количество роговой обманки и авгита, андезин, кварц, небольшое количество микроклина, апатита, рудный минерал. Развиваются вторичные образования хлорита, сосюрита; в цветных минералах и полевых шпатах рудные зернышки эпидота и цоизита. Эпидот зачастую в значительном количестве в биотите.

¹ Никитин В. Д. Новый минерал оливинной группы. Зап. Всер. Мин. Общ. 1936

Во всех лампрофирах заметен катаклаз, выраженный в явлениях грануляции, местами сдавленностью плагиоклазовых зерен и вогнутостью биотита.

Группа порфиров. Все предыдущие образования прорываются правильными дайками кварцевых порфиров и порфиритов. Кварцевые порфиры имеют сравнительно неширокое распространение, встречаются редко; так, они встречены по р. Бала-Чечей, в верхнем течении р. Джаша (приток р. Кенкол), на водоразделе рек Бишташ и Кара-Кунгей и на южном склоне Таласского Ала-тау, в среднем течении р. Корумды-су. Порфириты же распространены очень широко. Многочисленные жилы их развиты во всех трех интрузиях, а также и в метаморфических сланцах.

Мощность этих жил обычно не превышает 1—1,5 м, но изредка достигает до 4 м (правый склон долины р. Джаша в 6 км от устья). Форма их чрезвычайно правильная. Среди них различаются: плагиоклазовые порфириты, авгитовые порфириты и протеробазовые порфириты.

Все эти породы черного или зеленовато-черного цвета, плотные, с редкими мелкими порфировыми выделениями плагиоклазов, пироксена или роговой обманки в зависимости от состава породы.

Для всех жил характерно сильное изменение, в некоторых образцах доходящее до почти полного замещения породы вторичными образованиями, сильно маскирующими прежний габитус породы.

Плагиоклазовые и авгитовые порфириты обладают многими общими чертами и различаются по количественному содержанию авгита. В первых авгит в незначительном количестве присутствует только в основной массе. Фенокристаллы, до 2 мм размером, представлены здесь только андезин-лабрадором (№№ 49—53), переполненным серицитом, кальцитом и в редких случаях хлоритовыми чешуйками. Основная масса гиалопилитовой структуры состоит из микролитов плагиоклаза, который, судя по углу погасания в симметрических зонах, принадлежит андезину; также наблюдается незначительное количество авгитовых зернышек и много вторичного кальцита, сосюрита, хлорита.

В авгитовых порфиритах фенокристаллы принадлежат авгиту и в небольшом количестве андезин-лабрадору. Авгитовые зерна зачастую целиком замещены пенином, а также эпидотом и редко пренитом (обр. 25, 38). Плагиоклазы тождественны описанным выше. Структура основной массы также гиалопилитовая и лишь в редких случаях интерсертальная; в основной массе много зернышек магнетита и незначительное количество пирита. Довольно часто подмечается флюидное сложение.

Кварцевые порфиры розовато-желтоватого или серо-розового цвета с порфировыми мелкими кристаллами кварца, розового микроклина и редко биотита. Основная масса микрогранофировой или реже микрогранулитовой структуры. Зачастую наблюдаются участки с неполным сферолитовым строением. Вторичные минералы обычно развиты в значительном количестве.

д. Контактное воздействие пород сложной интрузии. Контакт меланократовых сиенит-диоритов с древней толщей не наблюдалось; залегают они, как уже говорилось, в форме крупных ксенолитов в кварцевых диорит-сиенитах.

В случае интрузии кварцевых диорит-сиенитов в сланцевую толщу наблюдается ороговикование сланцев с образованием биотитово-роговообманково-кварцевых тонкозернистых сланцев, степень ороговикования которых при удалении от контакта быстро уменьшается (р. Кенкол).

Если же интрузия происходит в известняки, то образуются мощные скарновые зоны (р. Шанык). Скарны существенно пироксеновые в отличие от скарнов, образованных гранитами, обычно существенно гранатовых. Зоны скарнов обладают зональностью строения. В непосредственном контакте с кварцевыми габбро-диоритами образуются пироксеновые скарны, содержащие значительное количество граната, мусковита, апатита, магнетита, шпинели и небольшого количества пирита. Далее от контакта количество этих минералов уменьшается и развиваются мономинеральные диопсидовые скарны с единичными зернами скаполита и апатита.

Для скарнов этого типа присущи интенсивное последующее изменение и образование обильных эпидот-цоизитовых агрегатов, разьедающих как пироксены, так и гранат. Кроме того все скарны, а также прилегающие мраморы в сильнейшей степени серпентинизированы с образованием сплошных масс, 5—6 м размером, чистого оливково-зеленого серпентина. Офикальцит же имеет очень широкое развитие. Зачастую образуются тонкие жилки хризотил-асбеста.

Следовательно контактовые метаморфические явления, вызванные породами первых фаз образования сложной интрузии, весьма локальны по своему распространению и незначительны по интенсивности. Все энергичные метаморфические преобразования осадочных пород нашего района, распространяющиеся на колоссальные площади, вызваны воздействием гранитных масс. Характер продуктов контактового воздействия зависит, естественно, от состава вмещающих граниты пород и очень существенно от формы контактов и от того, с какой частью интрузии контактируют породы: с абиссальной или гипабиссальной. Так как в нашем районе все эти условия весьма разнообразны, то и метаморфические породы наблюдаются самых разнообразных типов.

В случае интрузии гранитов в известняки наблюдается образование скарнов, актинолитизация известняков и мраморизация. Если контакты круты и с известняками контактирует гранит глубокого среза интрузии, то обычно развивается очень маломощная зона скарнов и наблюдается интенсивная мраморизация известняков, например в нижнем течении р. Балык-су, среднем течении р. Чон-арын на его правом берегу. Если же контакты пологи и известняки составляют покрывку над полого уходящей под них гранитной интрузией, то развиваются очень мощные скарновые зоны, преимущественно гранатового, магнетито-гранатового состава, частично серпентинизированные. Наблюдаются частые образования лиственитов, зачастую с жилками хризотил-асбеста, обильные кварцевые, кварц-кальцитовые, хлорито-кварц-кальцитовые жилы. Широко развивается актинолитизация мраморов и пр.

В этих скарнах обычно наблюдаются значительные количества халькопирита, пирита и их продуктов изменения; с ними связано и золотооруденение. Примером таких скарнов являются скарны р. Ак-таш в Киргизском хребте. Мощные зоны актинолитизации наблюдаются в верховьях р. Дж-ргарт, левобережье р. Терек в его верхнем течении, на левобережье р. Бала-Чичкан, на водоразделе его с р. Боурдысайм, в 8—10 км от истоков первого.

В случае интрузии гранитов в сланцевую, песчано-сланцевую толщу развивается ороговикование сланцев, образование амфиболитов, кристаллических сланцев, андалузитовых роговиковых сланцев, микрогнейсов. Характер образующихся пород опять-таки резко зависит от характера контактов. Если контакты гранитов круты, то наблюдается ороговикование сланцев, близ контакта превращаемых в биотитово-роговообманково-кремнистые роговики с быстро затухающей при удалении от контакта степенью ороговикования. От крупных интрузий на расстоянии нескольких сотен метров, от мелких штокообразных интрузий на расстоянии 150—200 м ороговикование выражено уже очень слабо и наблюдаются глинисто-хлоритовые, хлоритово-кремнистые и другие плотные, очень тонкозернистые сланцы. Если вмещающие породы включают туфогеновый и эффузивный материал, то близ контактов образуются очень тонкозернистые амфиболиты, зачастую со следами бластопорфировой структуры.

Такое контактовое изменение обычно для бассейна р. Сумасыр, левых притоков р. Таласа, правых верхних притоков р. Кенкол и бассейна р. Узун-ахмат.

Гораздо интенсивнее метаморфизм проявляется, если сланцевая толща служит покрывкой погружающейся постепенно под нее гранитной интрузии. В этом случае характер возникающих пород зависит также от богатства интрузии пневматолитами. Типичным примером такого контактового изменения служит полоса андалузитовых роговиковых сланцев бассейна р. Кенкол.

Породы этого комплекса описаны нами в специальной работе, поэтому здесь лишь кратко характеризуем их.

Эти контактово-метаморфические породы протягиваются на 11—12 км полосой по южному склону Киргизского хребта от верховьев р. Терек на западе до

верховьев рек Ова и Курган-таш на востоке. Ширина полосы является непостоянной; достигает, например, по р. Б. Чечке до 2,5—3 км; но в среднем не превосходит двух километров. Гранитный массив, контактирующий с этой полосой с запада, уходит под нее, постепенно погружаясь на восток.

Все разновидности пород этой серии могут быть сведены в 5 основных групп: 1) андалузитовые кварц-слюдяные роговики и андалузитовые роговиковые сланцы, 2) андалузитовые слюистые сланцы, 3) микрогнейсы, 4) кварциты, 5) слюистые и серицито-известковые сланцы. Такая пестрота встречающихся пород имеет две причины: 1) неоднородность состава исходной сланцевой свиты, метаморфизацией которой образована эта серия, 2) различие в интенсивности контактового воздействия гранитной интрузии.

1. Андалузитовые кварц-слюдяные роговики и роговиковые андалузитовые сланцы являются сильно метаморфизованными породами. Минеральный состав несколько варьирует в различных образцах этих пород, но в главных чертах довольно постоянен. В них развиты: андалузит, силлиманит, кварц, биотит, мусковит, альмандин, турмалин, олигоклаз, андезин, рутил, циркон, графит и магнетит. Основными же составными минералами являются андалузит, кварц и биотит; прочие составляют меньше 10% общей массы породы. В верховьях р. Терек был встречен дистен.

Структура этой группы или роговиковая, или роговиковая с заметной слоистостью. Между ними существуют постепенно изменяющиеся разности, обуславливая переходы от андалузитовых кварц-слюдяных роговиков к андалузитовым кварц-слюдяным роговиковым сланцам. Структуры всех пород порфировластические, мелко неравномернозернистые с порфировластами андалузита. Последний развит почти исключительно в порфировластах и почти отсутствует в остальной массе породы.

Интересными являются образования силлиманитовых иглообразных и шестоватообразных кристаллов внутри крупных андалузитовых форм с одинаковой ориентировкой третьей кристаллографической оси (рис. 5).

В лаборатории Ленинградского технологического института Л. А. Ивановым был произведен анализ выделенных андалузитовых кристаллов из кварц-слюдистого роговикового сланца верховьев р. Терек—породы где андалузит второго типа чистый.

Анализ показал следующее содержание окислов: SiO_2 —38,12; TiO_2 —0,08; Al_2O_3 —58,36; Fe_2O_3 —0,12; FeO —1,67; CaO —0,53; MgO —0,19; K_2O —0,49; Na_2O —0,26; п. п. п.—0,04.

Химический анализ образца андалузитового роговика, взятого на водоразделе верхних течений Большого и Малого Чечке, произведенный Л. А. Ивановым, показал следующее содержание окислов: SiO_2 —57,44; TiO_2 —0,77; Al_2O_3 —22,04; Fe_2O_3 —2,30; FeO —9,82; CaO —0,42; MgO —1,58; K_2O —2,46; Na_2O —0,24; п. п. п.—1,16.

Это андалузитовый роговик с обильными мелкими порфировластами андалузита значительно насыщенного включениями.

Перечисляя весовые количества на молекулярные проценты, затем группируя окислы в минеральные молекулы, подобно тому как это производится по методу С. I. P. W.¹ пересчета химических анализов горных пород, и учитывая развитые в наших породах минералы, мы можем подойти к возможному количественному минеральному составу породы; получаем:

кварца	40,5
андалузита	26,5
биотита	25
граната	4
рутила	1,5
магнетита	1,2
	98,7%

¹ Кросс, Иддинг, Персон, Вашингтон.



Рис. 2. Зональная роговая обманка.



Рис. 3. Гранофировая структура в кварцевых порфирах.



Рис. 4. Микроклин-пертит в граните сложной интрузии.

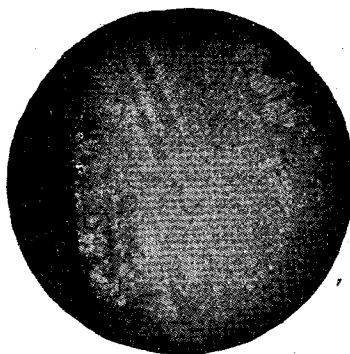


Рис. 5. Иглы силлиманита в андалузите.

Главное количество железа, повидимому, распределяется между силикатными минералами, и лишь незначительную его часть можно ожидать в свободных окислах, а следовательно и большая часть мелких, ранее упоминавшихся темных включений в андалузитовых кристаллах не может являться магнетитовыми зернами, но, вероятно, графитом.

Путем такого косвенного определения количества минералов мы получаем обогащение андалузитом в 27%. В наиболее обогащенных участках содержание андалузита возрастает до 60—65%.

2. Андалузитовые слюдястые сланцы по минеральному составу близки к предыдущей группе пород. Исключение составляет турмалин, который здесь почти отсутствует. Отличаются эти породы от предыдущих роговиков и роговиковых сланцев структурой и иными количественными соотношениями минералов. В них наблюдается типичная порфиروبластовая лепидобластическая тонкозернистая структура с выделениями андалузита и редко биотита. Андалузит опять-таки концентрируется исключительно в выделениях и составляет 5—7% и меньше общей массы породы. Главными составными минералами являются биотит и кварц. Мусковит встречается несколько чаще, чем в предыдущих породах. Гранат местами в таком же соотношении, как и в роговиках, но обычно лишь в единичных зернах. Андалузитовые кристаллы в этих сланцах зачастую большей чистоты, чем в роговиках. Размер их достигает до 5—6 см, чаще 1—2 см.

3. Микрогнейсы обладают неравномерно мелкозернистой бластической структурой с более крупными зернами кварца и полевых шпатов. Последние представлены олигоклаз-андезином. Помимо этих минералов в значительном количестве развивается биотит, в меньшем количестве мусковит; часты отдельные кристаллы турмалина, граната и андалузита. Зернышки циркона, апатита и рутила — в небольшом количестве. Породы значительно серицитизированы.

4. Кварциты мелкозернистые, чаще массивные, но встречаются и слоистые разновидности. В кварците рассеяны отдельные кристаллы турмалина и циркона, чешуйки мусковита, правильное расположение которых местами придает породе слоистый характер. Близ кварц-турмалиновых и пегматитовых жил развиваются в небольшом количестве биотит и гранат.

5. Слюдястые сланцы обладают тонкозернистой, лепидобластической структурой. Минеральный состав их следующий: кварц, биотит, мусковит, серицит, средний и кислый плагиоклазы в мелких лейстах, очень редко — роговая обманка, кордиерит, циркон, апатит, магнетит. В некоторых разновидностях развиваются порфиروبластовые структуры со стяжениями и даже выделениями однородных биотита и кордиерита, образуя различные пятнистые слюдястые сланцы. Известково-кремнисто-серицитовые сланцы — также тонкозернистой лепидобластической структуры и выделяются минеральным составом лишь под микроскопом. Макроскопически близки к первым.

Породами, наиболее измененными как по составу, так и по структуре, а вместе с тем и содержащими наибольшее количество андалузита, являются андалузитовые кварц-слюдястые роговики и такие же роговиковые сланцы. Они связываются постепенными переходами с андалузитовыми сланцами и затем слюдяными и кордиеритовыми сланцами. Микрогнейсы, а вероятно, и часть кварцитов являются также сильно метаморфизованными породами, но с другим исходным материалом, более богатым СаО и бедным Al_2O_3 .

Наконец, наименее метаморфизованными породами являются слюдяные сланцы и филлиты. Последние были встречены главным образом в краевых частях полосы измененных пород, причем в восточной половине ее, наиболее удаленной от контакта с гранитами, количество слюдяных сланцев и филлитов значительно возрастает. В долинах р. Курнаг-таш и левых притоков Овы андалузитовых роговиков и андалузитовых роговиковых сланцев совсем не было встречено. Однако андалузитовые слюдястые сланцы с постепенно уменьшающимся содержанием андалузита распространяются вплоть до р. Курган-таш.

Описанный комплекс метаморфических пород просекается целой серией разнообразных жильных образований, характер которых меняется в зависимости от близости к контакту с гранитной интрузией. Вблизи него развиты довольно значи-

тельные по величине штоки и крупные дайки турмалиновых гранит-пегматитов, чрезвычайно неравномерной крупно и гигантокристаллической структуры. Состоят они в основном из кварца, белого или светлорозового микроклин-пертита, турмалина, в меньшем количестве мусковита; включают редкие зерна граната и очень редко ортита. Последний обнаруживается только под микроскопом. От жил гранит-пегматитов ответвляются жилы турмалиновых пегматитов, встречающихся еще в 3—3,5 км и даже до 5 км от контакта с гранитами. В них часты кристаллы ортита, развиты крупные кристаллы шерла и местами мусковита. Повидимому, эти же пегматитовые жилы, попадающие в серицито-известковистые сланцы, превращаются в жилы, существенно состоящие из диопсида с незначительным содержанием графита и пирита. Такие жилы особенно часты в верховьях р. Терек.

Далее от контакта наблюдаются кварц-турмалиновые жилы с гранатом, реже биотитом, цирконом и как редкое исключение с андалузитом. Большей частью это жилы 10—25 см мощности. Такого типа жилы часты в участках с высоким метаморфизмом пород и высоким содержанием андалузита. Близ этих жил в таких участках развиваются значительно более крупные кристаллы андалузита и в большом количестве.

Наконец, еще далее от контакта в долинах рек Ова и Курган-таш преобладают лишь пустые кварцевые жилы.

Тектоническое строение этой площади выявлено лишь в общих чертах. Сланцевые породы, являющиеся исходным материалом андалузитсодержащих образований, рисуются собранными в крутую, почти изоклиinalную складку с общим простираем 110—115° ЮЗ и крутым падением на С. Южная и центральная части полосы представляют крупную антиклиналь, осложненную в северной части мелкими складками и серией параллельных ее простираению сбросов.

Контактово-пневматолитовое воздействие гранитной интрузии на сложный комплекс разнообразных сланцевых пород проявилось не с одинаковой интенсивностью по всей площади полосы метаморфизованных пород, но некоторыми зонами максимальной и минимальной интенсивности. Наиболее насыщенные андалузитом породы приурочены к первым. Причинами наличия таких зон, в которых наблюдаются обычно обильные кварц-турмалиновые кристаллы в самых породах, являются: 1) неправильность подземного рельефа интрузивного массива с отдельными, выше поднимающимися ответвлениями или выступами и 2) наличие определенных, ослабленных тектоническими движениями зон, по которым было облегчено проникновение пневматолитов.

В случае, когда интродуцируют граниты, бедные пневматолитами, но также при наличии пологих контактов, развиваются зоны микрогнейсов, средне- и тонкозернистых амфиболитов, кварцитов, биотитовых и мусковитовых кристаллических сланцев. Примером таких областей могут служить районы среднего течения р. Мур-тор и р. Улу-Чинкан близ устья р. Ирагар (ниже его), оба района — на южном склоне Таласского Ала-тау.

Микрогнейсы обычно мелко неравнозернистые, до разностей порфиروبластической структуры. Составлены: кварцем, олигоклаз-андезином, микроклином, биотитом и роговой обманкой в значительных количествах, апатитом, цирконом, очень редко гранатом, рудными зернами и довольно обычными для этих пород вторичными минералообразованиями, развивающимися как в цветных, так и в полевошпатовых минералах: хлоритом, соссюритом, серицитом, кальцитом, а также редкими зернами эпидота.

Биотитовые гнейсовидные кристаллические сланцы обладают нечетко выраженной лепидобластической мелко-неравнозернистой структурой. Состоят из кварца, биотита, небольшого количества (5—10%) силлиманита, олигоклаза. Биотит, в неправильных рваного очертания листочках, переполнен часто мелкими включениями циркона с развитыми, вокруг них темными плеохроичными двориками. Местами в биотите развита сагенитовая решетка. Кварц обычно давлен, волнистого погасания. Силлиманит развивается в небольшом количестве в виде тонких волокон и игл; обычно группируется с биотитовыми листочками.

е. Форма и тектоника интрузивов. При том мелком масштабе (1:480 000), при котором проводилась наша геологическая съемка, можно было наметить лишь общие черты тектоники интрузивов.

На геологической карте видны контуры отдельных интрузивных массивов. Наклон контактовых плоскостей сильно варьирует в различных местах; но подмечается довольно постоянное явление, именно: контакты южные и северные более крутые, чем западные и восточные. Совершенно ясно видна на карте подчиненность общей формы интрузивов основной тектонической структуре осадочных толщ нижнепалеозойских и допалеозойских. Наблюдается определенная вытянутость, удлинение интрузивов параллельно основному простиранию этих толщ. Особенно ясно эта зависимость видна на отдельных штоках, отходящих от главных интрузий, например в бассейне р. Кенкол, по р. Утмек, р. Терек (Таласский Ала-тау) и др. местах. Так, в контактах интрузии Кенкольского хребта, в особенности в ее западной части, наблюдается поразительная правильность согласования контакта с простиранием древних сланцев, что отмечал еще В. А. Николаев. Интрузии Киргизского хребта в бассейне рек Каракол и Сусамыр прорывают общую крупную антиклинальную структуру, образованную здесь древней толщей. В интрузии Таласского Ала-тау такого правильного соотношения не подмечено.

В породах сложной интрузии местами подмечается *streckung* и тем отчетливее и интенсивнее, чем древнее породы этой интрузии. Так, в меланократовых сиенит-диоритах р. Кенкол (р. Бала и р. Чон-Чечке) наблюдается однородная ориентировка темноцветных минералов в плоскости, параллельной контакту и падающей по направлению к нему. Менее ясно такая же ориентировка подмечается в габбро по р. Поспишк.

В кварцевых диорит-сиенитах, кварцевых монцонитах и в гранитах такой определенной ориентировки зерен не было подмечено, но явления истечения и здесь констатируются по однообразной ориентированности шлировых выделений и в гранитах, изредка также по расположению заключенных в них ксенолитов. Так, в средних течениях рек Джаша и Батамчал, верховье р. Мерке, на водоразделе рек Биш-таш и Кара-кунгей, на южном склоне Таласского Ала-тау и др. местах шлировые выделения, до нескольких десятков сантиметров размером, имеют несколько удлиненную и сплюснутую форму, ориентируясь удлинением параллельно одному общему направлению ЮВ $110-115^\circ$ — направлению основного простирания складок P_{z1} и P_{tz} . В нижнем течении р. Улу-Чичкан в гранитах заключен ряд шлиров, расположенных цепочкой, протягивающейся в том же направлении.

ж. Общие выводы по сложной интрузии. Все породы, разобранные нами в сложной интрузии, именно: меланократовые сиенит-диориты, габбро; кварцевые габбро-диориты, кварцевые диорит-сиениты, гранодиориты и граниты объединяются в один комплекс по трем главным признакам: 1) все они прорывают толукскую свиту и покрываются нижним карбоном, 2) первые находятся только в краевых зонах гранитной интрузии или непосредственно близ них, никогда не образуют самостоятельных массивов и представляют, повидимому, остатки последовательно затвердевающих краевых частей массива, которые поднимающейся с глубины все более и более кислой магмой уничтожались, почему и сохранились лишь в виде ксенолитов или образования краевых зон; 3) во всех этих разностях часто проявляется несколько повышенная щелочность, выраженная: а) образованием таких пород, как ортоклазовые пироксениты, по химическому составу находящие себе аналогов среди ямаскитов, пироксенитов цепочного ряда, щелочных перкнитов; б) образованием в массиве кварцевых диорит-сиенитов, шлировых выделений шонкинитового облика, состоящих из микроклин-пертита, меньшего количества лабрадора, авгита и агирин-авгита ($N_g = 1,750$; $N_p = 1,725$; $[N_g [001]] = 49-50^\circ$; $2V = 60^\circ$; $N_g - N_p = 29-32$, зонален, с бесцветным ядром и зеленоватой периферией), биотита и роговой обмачки, в) образованием аляскитовых разностей и в контактах с известняками нордмаркитов.

Формирование интрузии происходило, повидимому, при многократных, а может быть, и не прекращавшихся проявлениях тектонических движений. Они вызвали некоторое истечение интрузирующих масс в направлении основного простирания осадочных свит и обусловили известную подчиненность форм интрузивов текто-

нической структуре вмещающих толщ. Эта подчиненность форм особенно резко проявляется в интрузиях небольшой величины.

Формирование нашей сложной интрузии рисуется в следующем виде.

Первоначально образовались небольшие массивы меланократовых крупнокристаллических сиенит-диоритов, габбро и пироксенитов. Кристаллизация их происходила при непрекращавшемся сдавливании, что вызывало явления *streckung*'а.

Ассимиляцией вмещающих пород объясняется их гибридный характер.

После проявления энергичных дислокаций, сильно раздробивших и смявших их, происходила интрузия кварцевых диорит-сиенитов, разорвавшая и вплавившая первые породы в виде чрезвычайно сильно измененных ксенолитов, и лишь после этого происходила интрузия гранитов. Большого перерыва между последними нет, на что указывают почти одинаковая степень дислоцированности и вторичного изменения, отсутствие обычно в контактах между ними порфириовидных разностей и пр. Они уже закристаллизовались, когда гранитная магма при не прекращавшихся тектонических движениях прорвала затвердевшую корку и в значительной степени ее уничтожила; кварцевые диорит-сиениты сохранились или в глубоких заливах выступов первоначальной формы интрузии, или в виде отдельных крупных ксенолитов.

О проявлении тектонических движений, помимо указывавшихся элементов прототектоники, свидетельствует также наличие ряда тектонических линий, проходящих по контактам гранитов с кварцевыми диорит-сиенитами, причем в милоните последних образуется сеть не тронутых катаклазом гранитных апофиз. Затем магматическая деятельность после образования пестрой гаммы жильной фации интрузии гранитов затухает.

Холодный комплекс разобранных пород разбивается сетью трещин, главным образом почти широтного и почти меридионального простирания. По ним происходит образование жил древних порфиринов, чрезвычайно широко развитых по всему Киргизскому хребту и Таласскому Ала-тау, пересекающих и сланцевую толщу, и граниты. Такое широкое и повсеместное развитие этих жил, нам казалось, с несомненностью указывает на замирание магматического очага, образовавшего гранитные интрузии.

5. Эффузивы нижнего карбона и верхнего палеозоя

Материал, характеризующий эффузивы нижнего карбона, является по нашему району очень небольшим. В 1937 г. в верховьях р. Каракол, в устьях его притоков Орто-Корумды и Кара-Балты нами была обнаружена мощная известняковая свита верхнего турне и главным образом визе с обильной и разнообразной фауной. Свита трансгрессивно залегает на размытой поверхности гранопорфиров и гранодиоритов сложной интрузии, имея в основании аркозовые базальные конгломераты 10—15 м мощности и аркозовые известковистые песчаники с большим содержанием туфогенового материала, мощностью в 25—30 м; туфогеновый материал наблюдается также и в цементирующей массе самих базальных конгломератов.

Преобладает туфогеновый материал, составленный мелкими, угловатыми частицами фельзитовой массы. Гораздо реже попадает туфогеновый материал кварцевого порфира с микрогранитной основной массой. Выделяются прослои, содержащие почти один туфогеновый материал с очень незначительной примесью гранитных аркозов. В таком случае туфы обычно литокластической текстуры.

Среди этого туфогенового и аркозового материала встречаются фельзит-порфиры с микрофельзитовой основной массой и незначительным количеством фенокристаллов олигоклаза и ортоклаза.

Все перечисленные породы сильно метаморфизованы. Наблюдается интенсивное развитие вторичных минералов.

Эффузивы нижнего карбона являются первыми предвестниками интенсивной эффузивной деятельности, так мощно проявившейся в верхнем палеозое.

В состав так называемой арамсинской свиты входят весьма многочисленные покровные и межпластовые мощные залежи самых разнообразных эффузивных пород. Их туфовый материал частью в виде чистых туфов, местами же в виде

туфогенового материала в смеси с гранитными аркозами слагает значительную часть всей арамсинской свиты.

Площадь распространения арамсинской свиты очень значительна. Развитие эффузивов в ней не везде одинаково. Они наиболее обильны и разнообразны в урочище Арал и на южном склоне Киргизского хребта, близ этого урочища. В меньшем количестве они развиты на р. Арам-су, еще меньше на р. Ала-бель и констатированы лишь туфогеновым материалом на р. Джильды-су.

Описывая эти эффузивы, мы будем основываться на разрезе по южному склону Киргизского хребта близ урочища Арал.

В низах этой толщи развиты главным образом основные порфириды (авгитовые порфириды, плагиоклазовые порфириды) и их туфо-лавы. В более высоких горизонтах они чередуются с альбитофирами, кварцевыми порфирами и их туфо-лавами и, наконец, в наиболее высоких из просмотренных горизонтов вновь наблюдается развитие плагиоклазовых порфиритов и авгитовых порфиритов, также с часто встречающимися туфо-лавами их.

Развитие туфолавого материала является вообще характерным для всей толщи. Мощность отдельных покровов порфиритов самая различная, от единиц до 60—80 м и более. В них зачастую развивается прекрасная столбчатая отдельность (рис. 6).

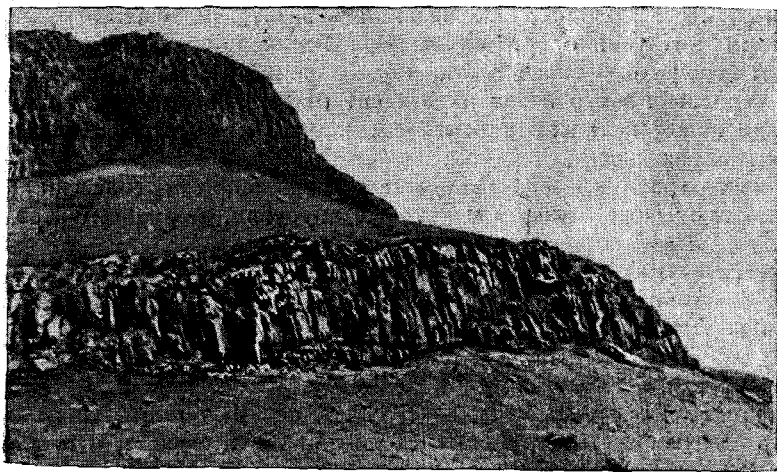


Рис. 6. Столбчатая отдельность в порфиритах арамсинской свиты.

Плагиоклазовые порфириды и авгитовые порфириды нижних горизонтов обычно бедны фенокристаллами и имеют основную массу гиалопилитовой или интерсертальной структуры. Миндалины заполнены крупнозернистым агрегатом эпидота, кварца, кальцита.

Кварцевые порфиры и альбитофиры — с микрогранитной или фельзитовой структурой основной массы, в редких случаях с микрогранофировыми участками.

Туфы встречаются всех перечисленных эффузивов. Они обычно литокластической текстуры, реже кристаллокластической.

Все эффузивы, их туфо-лавы и туфы заметно изменены. В эффузивах в значительном количестве развиваются хлорит, эпидот, кальцит, серицит, соссорит, пренит. Часто встречаются сильно эпидотизированные туфы, переполненные зернами эпидота и реже цоизита.

6. Молодые порфировидные граниты, гранит-порфиры, адамелит-порфиры

Молодыми гранитами образованы довольно многочисленные мелкие интрузивные тела. Они залегают обычно в массивах сложной интрузии и реже в осадочных свитах: древней и верхнепалеозойской.

Небольшие штоки молодых гранитов, залегающих в главных гранитах или кварцевых диорит-сиенитах сложной интрузии, были встречены в нескольких мес-

тах по правобережью р. Биш-таш, близ водораздела ее с р. Колба, в среднем течении р. Улу-Чичкан, выше устья Итагара, в верховьях рек Терек и Чон-Чечей, в бассейне р. Кенкол, в верховьях р. Каракол по ее левому притоку Орто-Корумды, в верховьях оврага Кап, ниже устья р. Арамсу, в бассейне р. Сусамыр и в других местах.

Небольшими штоками эти граниты прорывают верхнепалеозойскую свиту в истоках р. Терек в урочище Арал и довольно большая интрузия их составляет центральную часть горы Орто-тау, отпрыски которой переходят на южный склон Киргизского хребта близ урочища Купре, где контактируют с верхнепалеозойской свитой. В коренном обнажении контакт этих гранитов с верхнепалеозойской свитой мы наблюдали как раз в этих отпрысках в 5—6 км ниже Купера на правом склоне долины р. Каракол.

Ортотауский массив не весь сложен молодыми гранитами, но лишь его северо-восточная часть. В остальном он сложен древними гранитами.

В интрузиях молодых гранитов, залегающих в осадочных свитах, не заметно определенной зависимости их формы от простирающихся вмещающих осадочных свит. Так, многочисленные штоки, отходящие от интрузии молодых гранитов горы Орто-тау в урочище Купре-Базар, вытянуты косо и даже вкрест простирающихся вмещающих их древней свиты. Эта особенность выделяет интрузии молодых гранитов от сложной интрузии, в которой, как излагалось выше, подмечается большая зависимость форм интрузии от структуры вмещающих пород.

Граниты серовато-розового цвета, мелкозернисты, с небольшим содержанием цветных минералов. Размер зерна их зависит от величины интрузии. Обычно они резко порфировидны и только в центральных частях ортотауского массива порфировидность сглаживается.

Очень часто граниты имеют переходы к гранодиоритам (бассейн р. Кенкол). Последние слагают даже целиком некоторые интрузии. В приконтактных зонах и в небольших апофизах образуют грано-сиениты.

Состоят граниты из микроклина, ортоклаза, олигоклаза (№№ 12—20), биотита, редко авгита и аксессуарных: циркона, рутила, апатита. Вторичные минералообразования развиты в заметном количестве.

В гранитах Орто-тау зачастую развиваются участки с пегматитовой структурой, в особенности в приконтактных зонах.

Гранодиориты отличаются большим содержанием темноватого минерала и преимущественно плагиоклаза, опускающегося до 25—35 номера, и меньшим содержанием кварца.

Ни в одном из многочисленных образцов из разных интрузивных тел, взятых не в непосредственной близости к контактам, не было встречено роговой обманки в противоположность сложной интрузии, где роговая обманка обычна. В порфировидной структуре крупные кристаллы до 1 см величиной принадлежат микроклину, кварцу, плагиоклазу и реже биотиту.

Химический анализ гранодиорита, выполненный аналитиком Л. А. Ивановым в лаборатории Технологического института, показал следующее содержание окислов: SiO_2 — 63,9; TiO_2 — 0,44; Al_2O_3 — 13,41; Fe_2O_3 — 0,40; FeO — 6,50; MnO — 0,08; MgO — 2,52; CaO — 4,89; Na_2O — 2,58; K_2O — 4,00; п. п. п. — 1,45.

Наша порода по существу является промежуточной между гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Химический анализ типичного гранита молодых гранитов не производился.

В гипабиссальных зонах интрузий молодых гранодиоритов очень широко развиты мелкозернистые и тонкозернистые порфировидные разновидности до почти порфировых разновидностей. В обильных апофизах и дайках, отстоящих зачастую на большие расстояния, местами заметно значительное повышение содержания кварца. Но чаще здесь образуются типичные кварцевые порфиры, в некоторых случаях с криптокристаллической основной массой. Крупные дайки их имеют в подавляющем большинстве простирающие, колеблющиеся в пределах 105° — 115° .

Местами в приконтактных зонах, например в урочище Купре-Базар, наблюдается развитие гранодиорит-порфиров, содержащих некоторое количество авгита.

роговой обманки. Содержание авгита в некоторых образцах достигает 2%. Он часто образует порфировидные выделения до 0,7 см размером.

Гранодиоритовая интрузия очень бедна жильной фацией, лишь редко по р. М. Чечей встречаются тонкие кварцевые жилки. В верховьях р. Б. Чечей в краевой зоне штока, выходящего на левом борту реки, были встречены также очень редкие (0,75—2 м мощности) пегмататовые жилы довольно правильной формы с зональным строением, обычным для пегматитовых жил; именно: в центре более крупные выделения полевых шпатов и кварца, по периферии собственно пегматит. Количество последнего весьма значительно, более $\frac{1}{2}$ и даже $\frac{2}{3}$ общей массы жилы.

С молодыми гранитами связаны многочисленные кварц-флюоритовые и флюорито-баритовые жилы, содержащие геленит, редко пирит и халькопирит. Жилы эти залегают или в арамсинской свите, например в нижнем течении р. Арамса, или в массивах сложной интрузии, например в нижнем течении р. Балык-су, верховья р. Терек (Кенкольский) и др. местах.

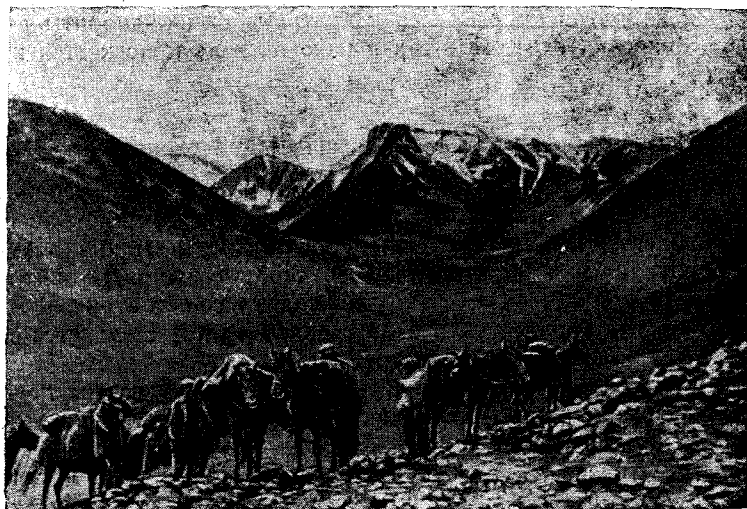


Рис. 7:

Таким образом, из всего сказанного отчетливо видно значительное различие пород этой интрузии от описанных ранее гранитов сложной интрузии. Для наглядности приводим таблицу сравнения:

Граниты сложной интрузии	Молодые гранодиориты
Плаггиоклаз — почти чистый альбит; очень мало. Местами проявляется повышенная щелочность	Плаггиоклаз-олигоклаз в равном и даже большем количестве, чем калиевые полевые шпаты
Чрезвычайно сильно развиты пертиты	Пертитов мало
Роговообманково-биотитовые	Чисто биотитовые, лишь в контактах редко авгит и роговая обманка
Много ортита, часто сфен, меньше циркона	Часто циркон, нет ортита, мало сфена
Богаты пневматолитами и термами	Бедны пневматолитами

Отличие заметно также и в степени катаклаза. Молодые гранит-порфиры отличаются значительно более слабым катаклизмом; в них только местами можно подметить некоторую грануляцию.

7. Группа молодых порфиров

Наконец, самые молодые магматические образования нашего района — жилы кварцевых и бескварцевых диабазовых порфиров отличаются большой свежестью. Это черные плотные звенящие породы с заметными для глаза фенокристаллами пироксена и полевого шпата. Имеют интерсермальную структуру основной массы и фенокристаллы авгита 70%, андезин-лабрадора 15% и кварца 15%. Общее количество фенокристаллов по отношению ко всей массе породы невелико и составляет в среднем 10—15%. Авгит свеж, лишь местами слегка хлоритизирован. Плагиоклаз исключительно чист; почти всегда резко зонален; по периферии включает значительное количество тонкозернистого агрегата авгита и магнетита. Кварц сильно корродирован. В основной массе попадаются редкие зернышки роговой обманки, зачастую sdвойникованные. Просечение этими жилами всего описанного выше комплекса хорошо видно во многих местах верхнего течения рек Терек и М. Чечей, в бассейне р. Кенкол, где они залегают в молодых гранит-порфирах и во всех других породах. На правом берегу р. Терек близ его первого разветвления выходит весьма показательное обнажение, в котором видно, как мелкий штوك гранодиоритов прорвал меланократовые сиенит-диориты вместе с жилами древних порфиров, этот же шток в свою очередь пересекается жилами молодых порфиров.

Общие выводы по магматической деятельности

Наиболее ранними магматическими проявлениями в нашем районе являются докембрийские граниты. Ко времени отложения древней свиты, вопрос о возрасте которой до настоящего времени не решен окончательно, именно является ли она целиком докембрийской или и нижнепалеозойской, — гранитные интрузии уже вскрываются эрозией и материал их размыва входит в состав этой свиты. Сколько-нибудь подробно охарактеризовать древние граниты не представляется возможным, так как они встречены лишь в гальках древней свиты.

Следующее проявление магматической деятельности отмечается довольно многочисленными эффузивами и их туфами как основными, так и кислыми, входящими в состав древней свиты.

Вулканическая эффузивная деятельность слабо пульсирует в течение всего времени отложения древней свиты, так как эффузивный материал констатируется во многих горизонтах ее, причем не только среди терригенных отложений, но и среди известняков. Так, в верховьях р. М. Чичкан (Китмень-тюбинский район) среди мраморизованных известняков в древней толще нами наблюдался пласт спилитов.

Изверженного материала в нижних горизонтах нижнего силура, указываемого Николаевым для западного окончания Таласского Ала-тау, в нашем районе не обнаружено, так как у нас не обнажаются низы этой толщи.

После отложения мощных толщ морских нижнесилурийских известняков в верхнем отделе нижнего силура, захватывая и нижний отдел верхнего силура, происходит новое очень интенсивное проявление вулканической деятельности. Ею образованы мощные толщи туфоловального и туфогенового материала, главным образом основных эффузивов, входящего в состав толукской свиты.

Эти эффузивные проявления, вероятно, являются началом той вулканической деятельности, которая позднее образует мощные интрузии гранитов, диоритов, кварцевых сиенитов, габбро и других пород так называемой сложной интрузии.

Вопрос о возрасте сложной интрузии нашего района еще не может считаться окончательно разрешенным вследствие отсутствия осадков среднего палеозоя.

Устанавливается только, что эти породы прорывают нижнесилурийские и низы верхнесилурийских (толукская свита) отложений и покрываются горизонтами турне и вize нижнего карбона, а следовательно сложная интрузия может быть образована или новокаледонской фазой, или первыми фазами варисцйской складчатости. Автор склоняется к первому решению.

Образование массивов сложной интрузии происходит при непрекращающихся или многократно повторяющихся тектонических напряжениях. Оно не одновременно, но происходит в несколько периодов. В начале образуются наиболее основные породы (пироксениты, габбро и др.), затем более кислые и образование заканчивается интрузией гранитов с разнообразными жильными асхистовыми и диасхистовыми породами.

Следующая варисцийская эпоха вулканизма начинается проявлением эффузивной деятельности в нижнем карбоне, образующей туфогеновые и туфовые горизонты, лежащие в основании нижнекарбоновых известняковых отложений. В верхнем палеозое во время отложения арамсинской свиты эффузивная деятельность достигает максимального напряжения. Затем следует интрузия молодых порфировидных гранитов, адамелитов, гранодиоритов, связанных с последними фазами варисцийского тектогенеза.

Наконец, заканчивается магматическая деятельность образованием молодых кайнотипных порфиров, возраст которых не может быть установлен в нашем районе. Возможно их параллелизовать с юрскими порфиритами западного окончания Таласского Ала-тау, установленными В. Г. Мухиным.

В соответствии двум эпохам палеозойской интрузивной деятельности отчетливо устанавливаются две эпохи оруденения: 1) связанная со сложной интрузией и 2) с молодыми гранитами, рвушими арамсинскую свиту.

Summary

The region of the Kirghiz and Talas Ala-Tau mountain-range from the meridian $72^{\circ}15'$ east longitude from Greenwich in the west to the meridian $73^{\circ}45'$ in the east consists chiefly of various proterozoic and lower-paleozoic metamorphic shales, quartzites and marble limestones. Less developed are the lower-silurian limestones and the so-called „Tolukskaia“ tufaceous-limestone measure of the lower and partly of the upper silurian period. The enumerated measures are intensely dislocated and torn by enormous granite, diorite and other intrusions. On the above mentioned rocks, and non-conformably with them, the lower-carboniferous measure of red coloured sandstones and conglomerates is found, containing in the lower part a 70—500 m limestone band with abundant fauna. Above this is the red coloured stratum of arcose and tufaceous sandstones and conglomerates—it is the so-called „Aramsinskaja“ measure. All the above mentioned strata are covered, non conformably with them, by tertiary multicoloured formations.

The igneous rocks, of which about 60% of the entire area is made up, are of great importance in the structure of the Tallassa, Susamira and Usunakhmata river basins.

The earliest magmatic rocks in the district are the pre-cambrian granites. The washed out material of these rocks is contained in the elder shale measure.

Some volcanic activity must have been taking place throughout the whole period of the formation of the „old“ measure, effusive material being found on many levels of this measure.

After the formation of the thick strata of the marine lower-silurian limestones in the upper part of the lower-silurian period, including also the lower part of the upper-silurian period, a new vivid volcanic activity took place. This resulted in the formation of the thick masses of the tuff-laval and tufaceous material.

Angitic porphyrites, angite-porphyre and plagioclase porphyrites predominate.

It is possible that these effusive actions had been the beginning of that volcanic activity which later on gave rise to the big intrusions of granites, diorites, quartzyenites, gabbro, etc.

These rocks have pushed through the lower-silurian formation up to the bottom of the upper-silurian strata (the „Tolukskaia“ measure) and are covered by the turne and vise levels of the lower-carboniferous period.

To this intrusion belongs through the granite block of the Kirghiz mountain-range and the Kenkolskaia intrusion, which is an enormous batholite and one of the biggest in the north of Tian-Shian; it makes up the Talass Ala-Tau in the Bich-Tash, Kolba,

Usun-Akhmat, Ulu and Bala-Chichkanov river basins, farther in the east direction it passes on to Susamir-Tau, the Susamir and Karakol river basins, and still farther eastward it extends into the Jungol-Tau hills. The traced area of this batholite is about 5,000 sq. klm.

The earliest formations of this complex intrusion are made up of the more basic varieties of the rocks: melanocratic syenite-diorites, orthoclase-plagioclase, pyroxenites, gabbro, serpentine etc. They occur in the shape of big xenolites, occupying the peripheral parts of granite massives.

Further formations of a complex intrusion are: quartz diorite-syenites, quartz monzonites, etc.

The porphyre-biotite microcline-perthite granites are still younger formations, having intrusive contacts with all the underlying strata. They are accompanied by a number of different vein rocks of the aschyst and diaschyst type. With granite are also connected metallic and non-metallic quartz veins which are widely developed throughout the district.

The formation of this „complex“ intrusion is a suggestive example of the successive differentiation of the intruding mass of acid magma.

During the process of intrusion there were evidently repeated and perhaps incessant tectonic movements. These called forth some effluction of the intruding mass along the prevailing strike of the sedimentary formations and determined the shape of the intrusive material in accordance with the tectonic structure of the surrounding strata.

Next comes the variscite age which begins with a volcanic effusive activity in the lower-carboniferous measures; this activity resulted in the formation of tufaceous underlying the lower-carboniferous limestone strata. In the upper-paleozoic era, at the time of the deposition of the „Aramsinskaia“ measure, the effusive activity attains its highest point. This is followed by an intrusion of more recent porphyreous granites, adamellites, granodiorites, connected with the last phases of the variscite tectogenesis.

Then closes the magmatic activity of the formations of young cainotypic porphyrites whose age cannot be determined in the district.

In accordance with the two epochs of the paleozoic intrusive activity two epochs of mineralization are definitely pointed out:

- (1) the epoch connected with the „complex“ intrusion, and
 - (2) the one connected with the young granites cutting through the „Aramanskaia“ measure.
-