

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 107. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 31). 1950

В. И. Лучицкий. Ассимиляция и гибридизация на территории Украинского кристаллического массива. **В. Ф. Морковкина.** Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). **В. И. Гоньшак**ова. Гранитоиды Крык-Кудукского массива (Северо-восточный Казахстан). **О. С. Полевой.** Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан). **М. А. Фаворская.** О некоторых явлениях метаморфизма на контактах третичных «серых гранитов» (Южное Приморье). **В. П. Еремеев.** Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий выпуск Трудов Института геологических наук АН СССР (серия петрографическая) объединяет ряд статей, посвященных вопросам ассимиляции, гибридизма и контактового метаморфизма в некоторых гранитных интрузиях на территории Союза ССР. Этот выпуск является первым из серии аналогичных сборников, которые предполагается публиковать по мере накопления материала и целью которых является разработка на советском материале вопросов, связанных с «гранитной» проблемой. Образование гранитных и щелочных формаций, характер связи с ними рудных месторождений и ряд других вопросов являются предметом оживленной дискуссии как у нас, в Советском Союзе, так и за рубежом. В решении этих теоретически и практически очень важных вопросов решающее значение имеют непосредственные полевые наблюдения и правильная интерпретация геологических данных, для чего обширная территория Советского Союза с многообразием геологических структур и магматических комплексов дает исключительно благодарный материал.

Всего в настоящем выпуске шесть отдельных статей.

Первая из них, принадлежащая покойному проф. В. И. Лучицкому, касается многообразных процессов ассимиляции, гибридизма и палингенеза, наблюдаемых в гранитных интрузиях на территории Украинской ССР. Автор выделяет здесь четыре этапа образования гранитов, из которых граниты второй группы (тетерево-бугские) отличаются наибольшим проявлением упомянутых выше процессов. Интересны наблюдения автора, относящиеся к генезису чарнокитовых пород, которые подтверждают прежнее его мнение о палингенной природе этих своеобразных пород.

В статье В. Ф. Морковкиной рассматриваются вопросы генезиса гранитоидов Центрального Кавказа (Осетия). Автор излагает полевые наблюдения и другой фактический материал, позволяющий выделить в исследованном им районе три генетически различных типа гранитоидов: 1) нормально магматических, 2) продуктов ассимиляции основных пород гранитной магмой и 3) продуктов гранитизации первично осадочных пород легкоподвижными растворами и эманациями, выделяемыми магматическим очагом.

В статье В. И. Гоньшаковой речь идет об образовании более основных фаций в сложных по составу гранитных интрузиях северо-восточного Казахстана. Отрицается при этом многофазность интрузий исследованного района, а наличие более основных пород габбро-диоритового состава среди нормальных гранитов объясняется явлениями взаимодействия гранитной интрузии с породами кровли.

Аналогичный вопрос об образовании широких эндоконтактных зон в гранитах на контакте с вмещающими их породами рассматривается

В. П. Еремесвым на примере гранитных интрузий центральной части Тувы.

Статья М. А. Фаворской посвящена рассмотрению контактных явлений в гипабиссальных интрузиях Приморья, в которых, в отличие от предыдущих, отсутствуют явления контаминации, ассимиляции и т. д., а метаморфизм обусловлен процессами метасоматоза. Процессы эти сводятся к обогащению калием, альбитизации и окварцеванию, которые сменяют друг друга во времени в указанной последовательности.

Наконец, статья О. С. Полквой касается генезиса дайковых пород, обычно сопровождающих гранитные интрузии. Автор обосновывает свои выводы обширным материалом собственных наблюдений в Центральном Казахстане.

Редакция надеется, что материалы настоящего сборника заинтересуют всех товарищей, занимающихся вопросами «гранитной» проблемы.

Б. М. Куплетский

В. И. ЛУЧИЦКИЙ**АССИМИЛЯЦИЯ И ГИБРИДИЗАЦИЯ НА ТЕРРИТОРИИ
УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА****І. ВВЕДЕНИЕ**

Значительные части территории Украинского кристаллического массива представляют собой глубокие корни древней земной коры, срезанные и пенепленизированные большей частью в докембрийское, частью и в палеозойское время мощными и длительными процессами денудации.

На этих глубинах происходили процессы интрузии гранитных магм в крупных размерах в разные периоды жизни Земли, в основном в докембрии, частью и в палеозое, одновременно с интенсивными проявлениями горообразующих, преимущественно складчатых, временами и сбросовых тектонических процессов.

В тесной связи с этими интрузиями гранитные магмы вызывали разнообразные процессы преобразований магматических, метаморфических и осадочных пород, вмещающих эти интрузии. Вмещающие породы изменяли свой минералогический, частью и химический состав, интенсивно изменяя также и свою структуру.

Происходили разнообразные процессы ксенолитообразования, контактиации, ассимиляции, гибридации, мигматизации вплоть до гранитизации.

Одновременно в других глубинных участках земной коры, частью под влиянием гранитных магм, происходили в широких размерах процессы палингенеза, т. е. процессы плавления пород, в том числе и осадочных; тогда же могли происходить также и процессы выборочного плавления, главным образом глинистых осадочных пород, с образованием новых магм как производных выборочного плавления и с накоплением K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O .

В результате процессов палингенеза получались гранитные породы, относимые обычно к производным первичной магмы; однако эти породы, обычно аплитовидные, по ряду признаков должны быть причислены к вторично-магматическим породам, которые возникли в результате переплавления горных пород другого генезиса, в частности, первичных осадочных.

Генетические признаки тех или иных гранитоидов, образовавшихся в результате палингенеза, проявляются, в частности, в сохранении реликтов структур первично-осадочных или метаморфических пород; это сказывается в том, что структура сохранившихся участков гнейсов и

других сланцеватых пород проявляет свою тектонику и внутри гранитного массива; при этом влияние гранитных магм почти не сказывается в первичном расположении уцелевших вылавленников гнейсов, и простирание вмещающих их массивов гранитов сохраняется на значительном протяжении.

На территории Украинского кристаллического массива отчетливо наблюдаются признаки всех этих разнообразных процессов.

Эти проявления сложных взаимодействий между гранитными магмами и вмещающими их породами, как и процессы палингенеза, связаны с гранитными магмами. С ними же связаны и процессы натрового и калиевого метасоматоза, которые широко распространены и по всей Русской кристаллической платформе, подстилающей осадочную свиту, начиная от кембрийских образований.

В пределах Украинского кристаллического массива среди гранитных интрузий выделяются по крайней мере четыре этапа их проявления.

Этапы эти следующие:

1. **Этап катархейский** (днепровский), соответствующий архейским гранито-гнейсам I группы, мигматитам и гнейсам фенноскандинавских петрографов.

На территории Украинского кристаллического массива он отличается образованием древнейших мигматитов, получившихся в результате воздействия древних днепровских аплитовидных гранитов на древнейшие свиты осадочных, преимущественно глинистых пород, частью и на древнейшие ультраосновные и основные (базальтовые) породы. Этот этап часто сопровождался процессами гибридизации и гранитизации.

2. **Этап тетерево-бугский** (также архейский), кислые мощные интрузии которого представлены, в основном, серыми гранитами разных типов; для этих гранитных магм характерен захват ими разнообразных ксенолитов, проявление процессов ассимиляции их, контаминации как одного из признаков ассимиляции, мигматизации. В ряде мест особенно широко проявились процессы мигматизации, в более редких случаях — также гранитизации и палингенеза, с образованием чарнокитовых пород разного типа, вплоть до появления местами габбровых и ультраосновных пород.

Для этих гранитов характерно то, что они по своему стратиграфическому положению и своим особенностям приближаются к типу архейских гранитов II группы Фенноскандии.

3. **Этап криворожский** (соответствует средне-докембрийскому или карельскому Фенноскандии); с ним связаны, возможно, плагиограниты, пегматиты и пегматовидные граниты, а также осницкие граниты, клесовиты (осницкие кварцевые порфиры) и габбровые породы северо-запада Украинского кристаллического массива, где видную роль играли процессы гибридизации гранитной магмой.

4. **Этап киевско-мариупольский**, представленный гранитными интрузиями типа рапакиви и рапакививидных гранитов, прорезающих габбро-лабрадоритовые массивы, с образованием разнообразных гибридных пород в северной и средней частях Украинского кристаллического массива; к нему же относятся интрузии диаллаговых гранитов и щелочных гранитов, а также разнообразных щелочных пород, вплоть до нефелиновых сиенитов и мариуполитов; щелочные породы развиты в разных частях Украинского кристаллического массива.

Породы этого этапа относятся не к «ютнию» фенноскандинавских петрографов, а вместе с крайне разнообразными дайковыми и вулканическими породами относятся, судя по новым данным, к породам палеозойского возраста.

II. ДНЕПРОВСКИЕ ГРАНИТЫ И ИХ МИГМАТИТЫ (ГРАНИТЫ I ГРУППЫ)

Днепровские граниты и мигматиты относятся к древнейшим образованиям Украинского кристаллического массива. Мигматиты днепровского типа и сопровождающие их гибридные граниты, вместе с первичными древнейшими осадочными, глубоко преобразованными в биотитовые роговики и гнейсы породами, представлены в ряде районов.

Сами граниты днепровского типа в самостоятельном виде почти не встречаются; присутствуют обычно их мигматиты и гибридные производные как результат растворения, перекристаллизации и освоения черных биотитовых и роговообманковых пород и гнейсов. Местами они встречены в виде неправильной формы крупных ксенолитов и полос биотит-роговообманковых пород, массивных и сланцеватых, и сменяющих их биотитовых гнейсов. Характерно для этих гнейсов и роговиков то, что они состоят из мелко- и среднезернистых агрегатов неправильных зерен кварца, небольшого количества таких же зерен микроклина с решетчатой структурой и олигоклаза с часто заметными кристаллическими очертаниями. Олигоклаз близок к № 20. Биотит образует мелкие листочки буровато-красноватого цвета с резко выраженным плеохроизмом. В большом количестве в черных разностях присутствует обыкновенная зеленовато-бурая роговая обманка. В небольшом количестве присутствуют кристаллики апатита и зерна магнетита.

Под влиянием аплитовидных гранитов днепровского типа эти ксенолиты и полосы растворяются и постепенно переходят в полосатые породы, причем в них чередуются полосы роговика или гнейса, сильно перекристаллизованного и обедненного роговой обманкой и биотитом, и прослойки гранитного агрегата, обогащенного биотитом, с малым количеством роговой обманки. Кроме того, имеются все переходы через породы с более равномерным распределением основных минералов, в частности биотита, и с постепенным исчезновением первичной структуры. В результате получают серые и темносерые биотитовые гранодиориты от средне- до крупнозернистых, совершенно массивные, почти без полосчатой и сланцеватой структуры. Таким образом, здесь наблюдается переход от биотитовых гранодиоритовых мигматитов через породы, ранее считавшиеся гранито-гнейсами, к типичным гранитам. Днепровские гранодиориты с характерным содержанием большого количества плагиоклаза при весьма малом содержании микроклина или ортоклаза близки к биотитовым кварцевым диоритам.

Такие же породы развиты и в районах, где имеются отчетливые переходы от мигматитов полосатых до типичных массивных гранодиоритов. В некоторых случаях увеличивается содержание мясо-красного микроклина и породы приобретают мясо-красный оттенок.

Для всех этих пород характерно то, что они сильно катаклазированы и часто милонитизированы; это резко отличает их от более юных серых гранитов тетерево-бугского возраста.

III. СЕРЫЕ ГРАНИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МИГМАТИТЫ И ГИБРИДНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТЫ II ГРУППЫ)

Серые граниты, состоящие главным образом из кварца, микроклина, олигоклаза и биотита, обычно бедны роговой обманкой и мусковитом; характерно, что акцессорные минералы (апатит, магнетит и др.) присутствуют в незначительных количествах, а распределение главных минералов обычно неравномерно; особенно часто листочки биотита скопляются

в большом сравнительно количестве; иногда количество их невелико, и в таких участках порода переходит в аплитовидный гранит.

Серые граниты распадаются на две главные группы: 1) порфировидные и 2) равномернозернистые. Они образуют ряд массивов. Размеры этих массивов крайне разнообразны, как и их форма.

Ряд гранитных массивов, относимых к той же серии, принадлежит, по видимому, к более юным интрузиям.

Для массивов серых гранитов тетерево-бутского возраста местами характерно то, что они содержат ксенолиты, то нерастворенные, то полностью переработанные. В стенках свежих обнажений серых гранитов видно, что в граните присутствуют иногда угловатые пятна ксенолитов, обогащенных биотитом; среди гранитов порфировидных или равномернозернистых встречаются крупные угловатые ксенолиты также из биотитовых роговиков, почти без заметных признаков сплавления или растворения.

На контакте с толщами вмещающих пород, главным образом биотитовых гнейсов, видны также процессы образования в гнейсах послонных инъекций. Они отмечены в ряде как малых, так и крупных массивов.

На значительном пространстве Украинского кристаллического массива наблюдается широкое развитие разных типов мигматитов в виде как эруптивных гнейсов, так и ленточных мигматитов, всех типов небулитовых мигматитов и небулитовых гранитов. Эти различия зависят от относительного количества интрузирующей гранитной магмы, а также от степени растворения биотит-роговиковых или биотит-гнейсовых ксенолитов первично-глинистых пород, глубоко преобразованных. Тот же первичный состав имеют и сами биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные сланцы и преобладающие парагнейсы кристаллического массива, за немногими исключениями.

В значительной степени иная картина явлений мигматизации серыми гранитами и контаминации, небулитизации, гранитизации наблюдается там, где среди вмещающих пород имеются магнезиально-мергелисто-карбонатно-глинистые породы, частью достигающие состава доломитизированных известняков или типичных кристаллических доломитов. Все эти породы глубоко преобразованы, метаморфизованы.

В отношении взаимодействия гранитных магм серых гранитов исключительно интересна огромная площадь развития метаморфизованных пород сложного разнообразного состава, в основном биотитовых гнейсов, переходящих в пироксеновые или роговообманковые, часто — биотитовые, в разной степени инъецированные гнейсы типа полосатых мигматитов вплоть до гибридных осадочно-магматических пород типа чарнокитов; на значительных площадях встречаются породы гранитизированные с признаками типичного палингенеза. Здесь именно особенно широко развиты процессы ассимиляции, контаминации, мигматизации, гранитизации, палингенеза; все эти явления связываются с гранитными магмами. Гибридизированные породы в большом числе образуются среди первично перекристаллизованных осадочных магнезиально-мергелистых глинистых пород, частью и карбонатных. Они образуют массивы разных размеров серых гранитов, в основном порфировидных. Массивы часто вытянуты параллельно сланцеватости и полосчатости осадочных пород. На позднейших стадиях к магмам серых гранитов присоединяются юные аплитовидные и аплитовые мясо-красные или розовые граниты, легкоподвижные флюидные массы которых внедрялись в мигматиты с образованием полимigmatитов.

Массивы серых биотитовых равномернозернистых и порфировидных гранитов по направлению, в общем, к югу сменяются массивом гранат-кордиерит-биотитовых гранитов.

Эти, в общем, серые до темносерых равномернозернистые или частично порфировидные массивные граниты отличаются от типичных серых гранитов своей преимущественно более темной окраской, обусловленной большим содержанием биотита; исключительно характерно присутствие в них красных кристаллов и изометричных зерен граната, зерен кордиерита и его агрегатов, а также присутствие ряда других минералов, среди которых наиболее часты волокнистый силлиманит и мелколистоватый графит, изредка также зеленая шпинель.

Массив, в целом, имеет удлиненную форму с неправильными извилистыми краями; на севере он сменяется серыми биотитовыми гранитами порфировидного и равномернозернистого типа, на юге — областью развития своеобразных пород, представленных частью мигматитами, частью породами чарнокитового типа; для этих мигматитов и чарнокитовых пород, в частности, характерно присутствие тех же минералов, которые содержатся и в самом биотит-гранат-кордиеритовом граните. Действительно, здесь повсеместно встречаются гранат, кордиерит, силлиманит, графит, т. е. минералы, характерные для продуктов перекристаллизации первично-осадочных пород, обогащенных глиноземом, магнезиальными соединениями, частью также углеродистыми образованиями.

Чарнокитовые породы и связанные с ними мигматиты далее прорываются массивами больших размеров порфировидных серых и красных биотитовых гранитов.

Осадочные породы, прорванные здесь этими биотитовыми порфировидными гранитами, судя по тем ксенолитам, которые в них присутствуют, и по тем мигматитам, которые образовались здесь под влиянием этих магм типа серых гранитов, были теми же, в основном, глинистыми породами, давшими при своей метаморфизации начало ксенолитам из различных биотитовых гнейсов и биотитовых роговиков.

Что район чарнокитовых пород и связанных с ними мигматитов действительно был ранее занят породами — производными докембрия, содержащими именно магнезиальные соединения, наряду с углеродистыми веществами, явствует также и из характера встречающихся здесь немигматизированных пород. В настоящее время они представлены метаморфическими производными богатых магнием карбонатных пород, в частности известняков, также графитовыми гнейсами и различными биотитовыми парагнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и другими минералами, содержащими магний и глинозем; среди них присутствуют иногда карбонатные породы с крупными, до 1 см в поперечнике, кристаллами графита и зернами хондрита.

Явления ассимиляции и контаминации, мигматизации, гранитизации и процессов палингенеза обусловлены взаимодействием этих двух групп пород — магматических и первично-осадочных.

Гранат-кордиерит-биотитовые граниты отличаются значительным непостоянством их минералогического состава и структуры, присутствием в них разнообразных ксенолитов, включая и силикатно-карбонатные, описанных рядом авторов (П. И. Лебедевым, Л. Г. Ткачуком, В. И. Лучицким и другими) не только среди бердичевских пород, но и среди измененных глубоко метаморфизованных пород района развития чарнокитов и связанных с ними горных пород.

В этих гранитах содержатся ксенолиты карбонатных пород, представляющих собой кристаллические известняки, переполненные разнообразными минералами, среди которых в одних случаях присутствуют хондрит, в значительной степени серпентинизированный, биотит, флогопит, графит, иногда обогащенные скаполитом или плагиоклазом, диопсидом и т. д.

Иногда присутствуют крупные ксенолиты плотных биотитовых мелкозернистых роговиковых или гнейсовидных пород. Под микроскопом видно,

что они состоят из мелких угловатых, в общем, изометричных зерен кварца, микроклина, большого количества кислого плагиоклаза, с примесью неравномерно распределенных чешуек темнокоричневого, резко плеохроичного биотита с особенно темной почти черной, краевой каемкой. Одновременно, местами в довольно большом количестве, присутствуют округлые зерна почти бесцветного граната и мелкие изометричные зерна бесцветного кордиерита. Иногда и гранат и кордиерит сопровождаются тонкоигловатым агрегатом силлиманита, который образует как бы сероватые иголки, в особенности по краям зерен кордиерита. Изредка присутствуют также довольно многочисленные мелкие кристаллики апатита.

Эти породы либо массивны, либо слабо сланцеваты вследствие соответствующего расположения листочков биотита.

Такого рода ксенолиты, присутствующие в гранат-кордиерит-биотитовых гранитах, можно назвать киевскитами; они подвергаются воздействию гранитной магмы типа серых гранитов при растворении первичноосадочных магнезиально-мергелистых пород.

На большей части территории развития этих гранитов подобные ксенолиты почти полностью ассимилированы; в них в связи с изменением первичного состава магмы кристаллизуются новые минералы или развивается часть минералов, входивших в состав самих ксенолитов; наряду с кристаллизацией кварца, микроклина или ортоклаза, кислого плагиоклаза и биотита, выделяются увеличенные количества биотита, часто без тех оболочек темного коричневого цвета, которые характерны для ксенолитов.

Биотит часто образует довольно крупные листочки с плоскостями [010] и иногда дает сплошные агрегаты их. Характерно, что часто первичный кварц обладает более или менее резко выраженным волнистым угасанием; присутствуют также волнисто или дугообразно изогнутые листочки биотита без следов катаклаза и темной окраски краев; можно думать, что такого рода волнистая или дугообразная изогнутость биотита является результатом изгиба во время кристаллизации его (протокатакlastическая структура). Сам биотит коричневый, обычно без красноватого оттенка, с многочисленными плеохроичными оболочками вокруг включений.

Таким образом, для гранат-кордиерит-биотитовых гранитов характерно прежде всего развитие большого количества биотита, обогащенного магнием, железом и алюминием, притом часто в виде крупных листочков и их сплошных агрегатов. Вторым характерным минералом является гранат, образующий изометричные, с неровными краями, кристаллы, обычно со следами плоскостей ромбического додекаэдра. Кристаллы граната характеризуются многочисленными углублениями на их поверхности, выполненными кварцем или полевыми шпатами; в гранате нередко содержатся включения округлых мелких зерен кварца. Гранаты всегда совершенно свежие, без продуктов разрушения.

Кордиерит присутствует в ряде случаев в значительном количестве, образуя отдельные неправильные зерна или в некоторых случаях также более или менее правильные формы роста с сечениями в плоскости оптических осей (Ng и Np, т. е. плоскости [100]), с трещинами спайности по [010] и [001], в плеохроичных оболочках от светложелтого по Ng до исчезновения окраски по оси Np. Нередко плеохроичные оболочки достигают довольно крупных размеров, иногда они двойные.

Наблюдаются неправильные трещины, выполненные бесцветным серпофитом, вполне изотропным; при расширении трещин, в результате усиленного преобразования кордиерита в серпофит получают зерна кордиерита, почти полностью преобразованные в серпофит с остатками неправильной формы неизмененного кордиерита.

Кордиерит из гранитов данного типа с достаточной полнотой описан мной в 1941 году.

Постоянным спутником кордиерита является силлиманит — волокнистый, тонковолокнистый, спутанно-волокнистый, с образованием как бы веревочек по краям зерен кордиерита; часто присутствуют небольшие листочки графита. Контаминация серых гранитов при смене их гранат-кордиерит-биотитовыми, богатыми глиноземом и магнием, проявляется в образовании таких минералов, как кордиерит, силлиманит, биотит, гранат, графит.

Как указывалось мной выше, при описании гранитоидов Украинского кристаллического массива, гранат-кордиерит-биотитовые граниты не только сильно контаминированы, но и в значительной степени палингенизированы.

Следует отметить, что и явления гибридизации, промежуточной между контаминацией и палингенизацией, имеют широкое распространение в районе развития гранат-кордиерит-биотитовых гранитов.

Я не останавливаюсь здесь на том обширном районе развития чарнокитовых пород, который неоднократно изучался рядом петрографов (П. И. Лебедевым, Л. Г. Ткачуком и др.). Эти чарнокиты, как впервые указано мной в 1927 г., я считаю «особенно значительно палингенизированными гранитоидами — первично-мергелистыми породами...»

Более детальное изучение их показало, что этот взгляд на генезис чарнокитовых пород Украины подтверждается на огромной площади развития разнообразнейших пород, образовавшихся под влиянием магм серых гранитов, часто мигматизированных; при особенно интенсивном прогревании происходил процесс палингенеза и гранитизации, с образованием гибридной магмы не вполне одинакового состава в связи с не вполне одинаковым составом прогреваемых гранитизирующихся первично-осадочных пород.

Получавшиеся магмы местами подвергались процессам дифференциации с образованием вторично-гибридизированных магм, то более кислых, то более основных, чем средний состав магмы серых гранитов.

Можно думать, что процесс образования ряда переходных пород от чарнокитовых диоритов до габбро и далее к чрезвычайно своеобразным ультраосновным породам с анортитом — пироксенитам, перидотитам, оливинитам и магнетитовым оливинитам — шел в результате процессов дифференциации чарнокитовых гибридных магм, давших перечисленные выше своеобразные основные и ультраосновные породы, а также и различные разновидности чарнокитовых пород.

Следует отметить, что вопрос о генезисе чарнокитовых пород остается очень неясным, и до сих пор по существу каждый петрограф, изучая эти породы в СССР и за пределами его, делает свои собственные выводы, не вполне или совершенно не сходные с выводами других авторов.

Исключительно благоприятные геологические условия на территории СССР дают ценный материал для решения вопроса о генезисе этих пород в том виде, как это здесь изложено.

Во всяком случае краткий обзор взаимоотношений гранитных магм типа серых гранитов и первично-осадочных пород — глинистых и магнетитово-мергелистых на огромной площади СССР, показывает наличие здесь воздействия на осадочные свиты магмы серых гранитов и широкое распространение разнообразных явлений ассимиляции, контаминации, мигматизации, гранитизации, палингенеза, притом в таких размерах и так ясно, как это не наблюдается ни на какой другой территории ни в СССР, ни за пределами его. Дальнейшие углубленные исследования этих пород на данной территории могут дать еще более убедительные доказательства правильности такого рода выводов.

в большом сравнительно количестве; иногда количество их невелико, и в таких участках порода переходит в аплитовидный гранит.

Серые граниты распадаются на две главные группы: 1) порфировидные и 2) равномернозернистые. Они образуют ряд массивов. Размеры этих массивов крайне разнообразны, как и их форма.

Ряд гранитных массивов, относимых к той же серии, принадлежит, по видимому, к более юным интрузиям.

Для массивов серых гранитов тетерево-бутского возраста местами характерно то, что они содержат ксенолиты, то нерастворенные, то полностью переработанные. В стенках свежих обнажений серых гранитов видно, что в граните присутствуют иногда угловатые пятна ксенолитов, обогащенных биотитом; среди гранитов порфировидных или равномернозернистых встречаются крупные угловатые ксенолиты также из биотитовых роговиков, почти без заметных признаков сплавления или растворения.

На контакте с толщами вмещающих пород, главным образом биотитовых гнейсов, видны также процессы образования в гнейсах послонных инъекций. Они отмечены в ряде как малых, так и крупных массивов.

На значительном пространстве Украинского кристаллического массива наблюдается широкое развитие разных типов мигматитов в виде как эруптивных гнейсов, так и ленточных мигматитов, всех типов небулитовых мигматитов и небулитовых гранитов. Эти различия зависят от относительного количества интрузирующей гранитной магмы, а также от степени растворения биотит-роговиковых или биотит-гнейсовых ксенолитов первично-глинистых пород, глубоко преобразованных. Тот же первичный состав имеют и сами биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные сланцы и преобладающие парагнейсы кристаллического массива, за немногими исключениями.

В значительной степени иная картина явлений мигматизации серыми гранитами и контаминации, небулитизации, гранитизации наблюдается там, где среди вмещающих пород имеются магнезиально-мергелисто-карбонатно-глинистые породы, частью достигающие состава доломитизированных известняков или типичных кристаллических доломитов. Все эти породы глубоко преобразованы, метаморфизованы.

В отношении взаимодействия гранитных магм серых гранитов исключительно интересна огромная площадь развития метаморфизованных пород сложного разнообразного состава, в основном биотитовых гнейсов, переходящих в пироксеновые или роговообманковые, часто — биотитовые, в разной степени инфильтрованные гнейсы типа полосатых мигматитов вплоть до гибридных осадочно-магматических пород типа чарнокитов; на значительных площадях встречаются породы гранитизированные с признаками типичного палингенеза. Здесь именно особенно широко развиты процессы ассимиляции, контаминации, мигматизации, гранитизации, палингенеза; все эти явления связываются с гранитными магмами. Гибридизированные породы в большом числе образуются среди первично перекристаллизованных осадочных магнезиально-мергелистых глинистых пород, частью и карбонатных. Они образуют массивы разных размеров серых гранитов, в основном порфировидных. Массивы часто вытянуты параллельно сланцеватости и полосчатости осадочных пород. На позднейших стадиях к магмам серых гранитов присоединяются юные аплитовидные и аплитовые мясо-красные или розовые граниты, легкоподвижные флюидные массы которых внедрялись в мигматиты с образованием полимigmatитов.

Массивы серых биотитовых равномернозернистых и порфировидных гранитов по направлению, в общем, к югу сменяются массивом гранат-кордиерит-биотитовых гранитов.

Эти, в общем, серые до темносерых равномернозернистые или частично порфировидные массивные граниты отличаются от типичных серых гранитов своей преимущественно более темной окраской, обусловленной большим содержанием биотита; исключительно характерно присутствие в них красных кристаллов и изометричных зерен граната, зерен кордиерита и его агрегатов, а также присутствие ряда других минералов, среди которых наиболее часты волокнистый силлиманит и мелколистоватый графит, изредка также зеленая шпинель.

Массив, в целом, имеет удлиненную форму с неправильными извилистыми краями; на севере он сменяется серыми биотитовыми гранитами порфировидного и равномернозернистого типа, на юге — областью развития своеобразных пород, представленных частью мигматитами, частью породами чарнокитового типа; для этих мигматитов и чарнокитовых пород, в частности, характерно присутствие тех же минералов, которые содержатся и в самом биотит-гранат-кордиеритовом граните. Действительно, здесь повсеместно встречаются гранат, кордиерит, силлиманит, графит, т. е. минералы, характерные для продуктов перекристаллизации первично-осадочных пород, обогащенных глиноземом, магнезиальными соединениями, частью также углеродистыми образованиями.

Чарнокитовые породы и связанные с ними мигматиты далее прорываются массивами больших размеров порфировидных серых и красных биотитовых гранитов.

Осадочные породы, прорванные здесь этими биотитовыми порфировидными гранитами, судя по тем ксенолитам, которые в них присутствуют, и по тем мигматитам, которые образовались здесь под влиянием этих магм типа серых гранитов, были теми же, в основном, глинистыми породами, давшими при своей метаморфизации начало ксенолитам из различных биотитовых гнейсов и биотитовых роговиков.

Что район чарнокитовых пород и связанных с ними мигматитов действительно был ранее занят породами — производными докембрия, содержащими именно магнезиальные соединения, наряду с углеродистыми веществами, явствует также и из характера встречающихся здесь немигматизированных пород. В настоящее время они представлены метаморфическими производными богатым магнием карбонатных пород, в частности известняков, также графитовыми гнейсами и различными биотитовыми парагнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и другими минералами, содержащими магний и глинозем; среди них присутствуют иногда карбонатные породы с крупными, до 1 см в поперечнике, кристаллами графита и зернами хондрита.

Явления ассимиляции и контаминации, мигматизации, гранитизации и процессов палингенеза обусловлены взаимодействием этих двух групп пород — магматических и первично-осадочных.

Гранат-кордиерит-биотитовые граниты отличаются значительным непостоянством их минералогического состава и структуры, присутствием в них разнообразных ксенолитов, включая и силикатно-карбонатные, описанных рядом авторов (П. И. Лебедевым, Л. Г. Ткачуком, В. И. Лучицким и другими) не только среди бердичевских пород, но и среди измененных глубоко метаморфизованных пород района развития чарнокитов и связанных с ними горных пород.

В этих гранитах содержатся ксенолиты карбонатных пород, представляющих собой кристаллические известняки, переполненные разнообразными минералами, среди которых в одних случаях присутствуют хондрит, в значительной степени серпентинизированный, биотит, флогопит, графит, иногда обогащенные скаполитом или плагиоклазом, диопсидом и т. д.

Иногда присутствуют крупные ксенолиты плотных биотитовых мелкозернистых роговиковых или гнейсовидных пород. Под микроскопом видно,

что они состоят из мелких угловатых, в общем, изометричных зерен кварца, микроклина, большого количества кислого плагиоклаза, с примесью неравномерно распределенных чешуек темнокоричневого, резко плеохроичного биотита с особенно темной почти черной, краевой каемкой. Одновременно, местами в довольно большом количестве, присутствуют округлые зерна почти бесцветного граната и мелкие изометричные зерна бесцветного кордиерита. Иногда и гранат и кордиерит сопровождаются тонкоиглольчатым агрегатом силлиманита, который образует как бы сероватые иголки, в особенности по краям зерен кордиерита. Изредка присутствуют также довольно многочисленные мелкие кристаллики апатита.

Эти породы либо массивны, либо слабо сланцеваты вследствие соответствующего расположения листочков биотита.

Такого рода ксенолиты, присутствующие в гранат-кордиерит-биотитовых гранитах, можно назвать киевскитами; они подвергаются воздействию гранитной магмы типа серых гранитов при растворении первичноосадочных магнезиально-мергелистых пород.

На большей части территории развития этих гранитов подобные ксенолиты почти полностью ассимилированы; в них в связи с изменением первичного состава магмы кристаллизуются новые минералы или развивается часть минералов, входивших в состав самих ксенолитов; наряду с кристаллизацией кварца, микроклина или ортоклаза, кислого плагиоклаза и биотита, выделяются увеличенные количества биотита, часто без тех оболочек темного коричневого цвета, которые характерны для ксенолитов.

Биотит часто образует довольно крупные листочки с плоскостями [010] и иногда дает сплошные агрегаты их. Характерно, что часто первичный кварц обладает более или менее резко выраженным волнистым угасанием; присутствуют также волнисто или дугообразно изогнутые листочки биотита без следов катаклаза и темной окраски краев; можно думать, что такого рода волнистая или дугообразная изогнутость биотита является результатом изгиба во время кристаллизации его (протокатакlastическая структура). Сам биотит коричневый, обычно без красноватого оттенка, с многочисленными плеохроичными оболочками вокруг включений.

Таким образом, для гранат-кордиерит-биотитовых гранитов характерно прежде всего развитие большого количества биотита, обогащенного магнием, железом и алюминием, притом часто в виде крупных листочков и их сплошных агрегатов. Вторым характерным минералом является гранат, образующий изометричные, с неровными краями, кристаллы, обычно со следами плоскостей ромбического додекаэдра. Кристаллы граната характеризуются многочисленными углублениями на их поверхности, выполненными кварцем или полевыми шпатами; в гранате нередко содержатся включения округлых мелких зерен кварца. Гранаты всегда совершенно свежие, без продуктов разрушения.

Кордиерит присутствует в ряде случаев в значительном количестве, образуя отдельные неправильные зерна или в некоторых случаях также более или менее правильные формы роста с сечениями в плоскости оптических осей (N_g и N_p , т. е. плоскости [100]), с трещинами спайности по [010] и [001], в плеохроичных оболочках от светложелтого по N_g до исчезновения окраски по оси N_p . Нередко плеохроичные оболочки достигают довольно крупных размеров, иногда они двойные.

Наблюдаются неправильные трещины, выполненные бесцветным серпофитом, вполне изотропным; при расширении трещин, в результате усиленного преобразования кордиерита в серпофит получают зерна кордиерита, почти полностью преобразованные в серпофит с остатками неправильной формы неизмененного кордиерита.

Кордиерит из гранитов данного типа с достаточной полнотой описан мной в 1941 году.

Постоянным спутником кордиерита является силлиманит — волокнистый, тонковолокнистый, спутанно-волокнистый, с образованием как бы веревочек по краям зерен кордиерита; часто присутствуют небольшие листочки графита. Контаминация серых гранитов при смене их гранат-кордиерит-биотитовыми, богатыми глиноземом и магнезией, проявляется в образовании таких минералов, как кордиерит, силлиманит, биотит, гранат, графит.

Как указывалось мной выше, при описании гранитоидов Украинского кристаллического массива, гранат-кордиерит-биотитовые граниты не только сильно контаминированы, но и в значительной степени палингенизированы.

Следует отметить, что и явления гибридации, промежуточной между контаминацией и палингенизацией, имеют широкое распространение в районе развития гранат-кордиерит-биотитовых гранитов.

Я не останавливаюсь здесь на том обширном районе развития чарнокитовых пород, который неоднократно изучался рядом петрографов (П. И. Лебедевым, Л. Г. Ткачуком и др.). Эти чарнокиты, как впервые указано мной в 1927 г., я считаю «особенно значительно палингенизированными гранитоидами — первично-мергелистыми породами...»

Более детальное изучение их показало, что этот взгляд на генезис чарнокитовых пород Украины подтверждается на огромной площади развития разнообразнейших пород, образовавшихся под влиянием магм серых гранитов, часто мигматизированных; при особенно интенсивном прогревании происходил процесс палингенеза и гранитизации, с образованием гибридной магмы не вполне одинакового состава в связи с не вполне одинаковым составом прогреваемых гранитизирующихся первично-осадочных пород.

Получившиеся магмы местами подвергались процессам дифференциации с образованием вторично-гибридизированных магм, то более кислых, то более основных, чем средний состав магмы серых гранитов.

Можно думать, что процесс образования ряда переходных пород от чарнокитовых диоритов до габбро и далее к чрезвычайно своеобразным ультраосновным породам с анортитом — пироксенитам, перидотитам, оливинитам и магнетитовым оливинитам — шел в результате процессов дифференциации чарнокитовых гибридных магм, давших перечисленные выше своеобразные основные и ультраосновные породы, а также и различные разновидности чарнокитовых пород.

Следует отметить, что вопрос о генезисе чарнокитовых пород остается очень неясным, и до сих пор по существу каждый петрограф, изучая эти породы в СССР и за пределами его, делает свои собственные выводы, не вполне или совершенно не сходные с выводами других авторов.

Исключительно благоприятные геологические условия на территории СССР дают ценный материал для решения вопроса о генезисе этих пород в том виде, как это здесь изложено.

Во всяком случае краткий обзор взаимоотношений гранитных магм типа серых гранитов и первично-осадочных пород — глинистых и магнезиально-мергелистых на огромной площади СССР, показывает наличие здесь воздействия на осадочные свиты магмы серых гранитов и широкое распространение разнообразных явлений ассимиляции, контаминации, мигматизации, гранитизации, палингенеза, притом в таких размерах и так ясно, как это не наблюдается ни на какой другой территории ни в СССР, ни за пределами его. Дальнейшие углубленные исследования этих пород на данной территории могут дать еще более убедительные доказательства правильности такого рода выводов.

IV. ПЛАГИОГРАНИТЫ И ОСНИЦКИЕ ГРАНИТЫ (ГРАНИТЫ III ГРУППЫ, КАРЕЛЬСКИЕ)

О процессах ассимиляции и гибридации гранитных магм, играющих роль в образовании плагиогранитов УССР, относимых в свое время Н. П. Семененко предположительно к образованиям возраста карельского орогенеза, имеется мало сведений, в связи с недостаточным количеством обнажений. Н. П. Семененко указывает на то, что плагиоклазовые граниты (плагиограниты) переходят в мигматиты в результате ассимиляции гнейсов, причем и в них установлена изоклинальная складчатость; установлено присутствие ксенолитов мигматизированных и гранитизированных гнейсов; сам плагиогранитовый массив Н. П. Семененко относит к типу межформационных массивов, внедрившихся параллельно саксаганской свите, между нею и гнейсами, одновременно со складчатыми процессами. С этими гранитными интрузиями он связывает также процессы внутри свиты кристаллических сланцев, объединяя с ними процессы щелочного, силикатного и рудного метасоматоза.

Однако процессы щелочного метасоматоза, в частности в связи с плагиогранитами, мной не наблюдались, и установить их мне не удалось. Данные, приводимые для типичных, сравнительно юных пород группы рапакиви, наоборот, как показано ниже, свидетельствуют о влиянии на них процесса щелочного метасоматоза.

Долгое время геологи относили плагиограниты к породам более древним, чем криворожская свита. Данные моих личных наблюдений при изучении плагиогранитов УССР говорят скорее всего в пользу того, что плагиограниты интродированы непосредственно во время карельского орогенеза. Явления мигматизации более древних мигматитов плагиогранитами местами видны отчетливо.

Исключительно характерно процессы гибридации выражены там, где на значительных площадях выступают так называемые «осницкие» граниты, а также прорезаемые этими гранитами роговообманковые габбро.

В последнее время эти породы частично были изучены также и мной. Осницкие граниты и связанные с ними породы находятся в контакте с более древними серыми гранитами II группы порфировидного и равномерно-зернистого типов, которые они прорывают.

Среди них, на основании детального минералого-петрографического исследования и многочисленных химических анализов, Л. Г. Ткачук выделил непрерывный ряд типов гранитоидов и основных пород, начиная от наиболее кислых и кончая особенно основными. Гранитные магмы, давшие начало гранитам и вызвавшие изменение продуктов кристаллизации основных пород или основной магмы, находились здесь в контакте с более древними магмами или породами, роговообманковыми габбро, переходящими местами в роговообманково-авгитовые габбро. Серия гибридных гранитоидов содержит также и ксенолиты, в разной степени ассимилированные осницкой гранитной магмой, с образованием в конечном итоге различных, местами в значительной степени основных, гибридных пород. Получилась, согласно Л. Г. Ткачуку, серия пород, начиная от аплитовидных гранитов с содержанием кремнекислоты 78.36—70.46% через типичные граниты, производные изомит-гранитного типа магмы, с содержанием кремнекислоты 70.60—66.98% (типичные осницкие граниты), до гранодиоритов с содержанием 65.40—59.64% кремнекислоты, кварцевых монзонитов (61.87—60.30%), роговообманковых диоритов (54.02—52.22%) и роговообманковых габбро с 48.44—42.04% кремнекислоты.

Основные породы данной области резко отличаются в минералогическом и химическом отношении от аналогичных пород Волыни, также гибридных в значительной своей части. Вместо лабрадора здесь в габбровых породах

главную роль играет основной плагиоклаз типа битовнита, резко выражена зонарная структура с ядром из битовнита до № 80—88, с оболочкой из лабрадора № 50, иногда и из андезина. Пироксен представлен не гиперстеном или диаллагом, но близок по своим оптическим свойствам к диопсиду; гиперстена обычно очень мало. Видную роль играет обыкновенная роговая обманка. Калиевый полевой шпат или совершенно отсутствует, или присутствует лишь в незначительном количестве. В химическом отношении рассматриваемые габбровые породы характерны очень малым содержанием TiO_2 , что резко отличает их от габбровых пород, связанных с рапакиви Украины.

Точно так же резко отличаются осничские гранитоиды от пород группы рапакиви. Отсутствует характерная для рапакиви Украины реакционная серия темноватых минералов биотит — роговая обманка, частично щелочная — диаллаг (гиперстен) — оливин, не обнаружено присутствия киевита. Структура типичная гранитная, часто наблюдаются признаки динамометаморфизма, местами интенсивного. Не менее характерно отсутствие лабрадоритов.

Таким образом, серия осничских гранитоидов и габбровых пород резко отличается от аналогичных пород массивов рапакиви своими петрографическими особенностями и структурой; кроме того, по всем признакам это более древние породы, чем породы группы рапакиви, и более юные, чем серые граниты II группы, т. е. относятся скорее к III группе — карельской.

Вся эта группа кислых, средних и основных пород представляет собой непрерывную серию гибридных пород с крайними членами: кислым — аплитовидными гранитами и основным — роговообманково-оливиновым габбро.

V. РАПАКИВИ И ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТЫ IV ГРУППЫ, ИОТНИЙСКИЕ, ПАЛЕЗОЙСКИЕ)

Явления гибридизации кислых (гранитных) магм и магм основных очень хорошо выражены, так же как и в осничских гранитоидах, охарактеризованных выше в северо-восточной краевой части Украинского кристаллического массива, где присутствуют три группы массивов рапакиви и других гранитоидов, с одной стороны, габбро-лабрадоритов — с другой. Эти массивы (плутоны), таким образом, сложного состава и в значительной степени гибридизированы. Отличаются они наличием постепенных переходов от наиболее кислых гранитных пород до наиболее бедных кремнекислотой из числа основных пород — оливиновых габбро-норитов, с переходными типами, такими, как рапакиви-сиениты и габбро-сиениты. Среди переходных типов габбровых пород иногда выделяют кенталлениты и мангериты. Среди гранитоидных пород мной выделены были в 1912 г. рапакиви, сиениты, порфиоровидные биотит-роговообманковые рапакиви, граниты-рапакиви, коростенские биотитовые граниты. Наиболее характерна монцонит-сиенитовая серия пород как типичных гибридных образований, что следует из сопоставления данных их химических анализов, опубликованных В. Е. Тарасенко в конце минувшего столетия и позднее другими исследователями сравнительной минералого-петрографической характеристики основных, средних и кислых пород этих массивов — Лучицким, Кузнецовым.

Характерно, что в минералогическом отношении кислые породы массивов габбро-рапакиви — щелочные породы отличаются тем, что в них видную роль играют наряду с биотитом также роговая обманка, пироксен (диаллаг); оливин присутствует в малом количестве. Эти минералы находятся в реакционных отношениях друг к другу; они же входят

одновременно и в состав габбро и в состав пород, переходных между габбровыми и гранитными. Точно так же отличительной чертой этих пород является слабо щелочный (натровый) характер роговой обманки и нахождение натровых роговых обманок в отдельных участках среди рапакиви.

Характерно также присутствие своеобразной бесцветной волокнистой роговой обманки — киевита; в последнее время установлено присутствие типичных натровых роговых обманок (арфведсонита, гастингсита, кроссита), признаков натрового метасоматоза. Все эти особенности минералогического и структурного характера пород кислых, средних и основных, как и почти полное отсутствие катакластических проявлений, резко выделяют эти породы группы перидотит-габбро-рапакиви-щелочные породы.

Процессы гибридизации двух магм — кислой и основной — проявляются здесь резко, в то время как признаки, мигматизации, гранитизации, палингенеза, повидимому, отсутствуют; однако наблюдаются процессы образования пегматитов, накоплений минералов с фтором как среди пегматитовых образований, так и среди лабрадоритов, в частности около ст. Турчинки. Эти же породы сопровождаются дайками кварцевых порфиров, микрогранитов, габбро-диабазов и т. д.

Следует упомянуть также о тех процессах контаминации и гибридизации, которые иногда имеют место и изредка наблюдаются в процессах прогревания и растворения диаллаговых гранитов и других пород палеозойскими андезитовыми лавами, отличающимися здесь несколькими лакколитообразными формами залегания; андезиты становятся более кислыми и переходят в дацитовидные породы; их структура в гибридных породах переходит в гранитовидную сравнительно мелкозернистую.

Встречаются также переходы в рапакивидные граниты диаллаговых гранитов, частью более или менее щелочных с содержанием микроклина (богатый многочисленными ветвистыми пертитовыми вростками), с переходом олигоклаза в альбит, со сменой обыкновенной роговой обманки щелочной, ромбического пироксена — эгирином. Структуры этих диаллаговых гранитов характерны для рапакиви, включая и овоидную структуру; имеются реакционные переходы минералов, характерные для рапакиви (оливин гортонолитовый → диаллаг → роговая обманка → биотит) и гранулитовые (диабластические) прорастания полевых шпатов кварцем. Наблюдаются также переходы щелочных разностей, постепенно (по мере приближения к местам выходов нефелиновых сиенитов) через нордмаркиты и щелочные сиениты частью с микроклином пертитом, к нефелиновым сиенитам и мариуполитам. Эти переходы связаны с постепенными метасоматическими переходами малощелочной или обыкновенной роговой обманки в щелочные роговые обманки того же типа, что и в нормальных щелочных породах Украины, вплоть до кроссита и эгирина; как мной указывалось, они обязаны своим происхождением процессам натрового метасоматоза.

По всей территории Украины в связи с гранит-габбровыми, частью и перидотитовыми породами имеются наиболее юные гранитоиды, исключительно близкие к одному и тому же типу рапакивидных пород одного и того же возраста. Остается пока открытым вопрос о том, являются ли рапакиви и щелочные породы Украинского кристаллического массива разновозрастными, или рапакиви подвергались влиянию более позднего натрового метасоматоза. Вопрос этот затрагивается мной в другой статье.

Следует отметить резкое отличие рапакивидных (диаллаговых) гранитов Украины от более древних гранитов, заключающееся в том, что где развиты щелочные породы и габбро в общем комплексе, там мало за-

метны проявления процессов мигматизации, гранитизации и палингенеза.

Очень мало проявляются процессы гибридизации и мигматизации в местах развития гранитов, обычно относимых к серым гранитам II группы, по мнению Н. П. Семененко образующих крупный гарполит.

Эти граниты по характеру катаклаза, сохранности полевых шпатов, проявлениям пятнистости и полосчатости, по условиям залегания в отношении других пород, отличаются от типичных серых гранитов II группы и по всем признакам должны быть отнесены к гранитам IV группы.

В. Ф. МОРКОВКИНА

ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА (ОСЕТИЯ)

I. ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе мы делаем попытку разобраться в генетических и возрастных взаимоотношениях трех главных типов гранитоидов Центрального Кавказа. Описываемый нами район является одним из характерных участков, где на сравнительно небольшой площади представлены все главные типы гранитоидов, прекрасно обнаженные не только в горизонтальном направлении, но и по вертикали, что дает возможность сопоставить между собой резко различные глубины.

Изучение общей геологии района не входило в нашу задачу и поэтому геологический очерк района дается главным образом на основании литературных данных и только в некоторых случаях дополняется собственными наблюдениями.

Из литературных данных следует отметить, что С. Н. Пламеневский в своих работах указывает на наличие ксенолитов кварцитов среди порфировидного гранита, а также на наличие в северном контакте гранита с метаморфической толщей мощной зоны контактовых проявлений: очковых гнейсов, амфиболита с вкрапленниками плагиоклаза, окварцевания, инъекции аплита и кварца в сланцы. Кроме того, Л. А. Варданянц отмечает, что граниты равномернозернистого и порфировидного типов пока не отделимы друг от друга, а южный контакт их с метаморфическими сланцами является тектоническим. Автор отмечает в граните включения габбро и габбро-диоритов, которые он называет автолитами.

II. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В геологическом отношении описываемый район входит в состав мощной Кавказской антиклинальной зоны, вытянутой здесь почти широтно с погружением оси складки на восток. Наибольшим распространением пользуются породы древнего кристаллического комплекса, которые составляют центральную часть антиклинального поднятия.

В состав древнего кристаллического комплекса входят разнообразные кристаллические сланцы и прорывающая их гранитная интрузия.

Среди кристаллических сланцев можно выделить две толщи: северную и южную.

1. Северная толща сланцев развита в виде полосы, вытянутой на северо-запад. С запада полоса сланцев переходит в зону мигматитов, с востока сменяется конгломератами J_1^1 .

Среди северной толщи выделяются два резко различных типа сланцев:

1) Биотитовые и амфиболитовые сланцы с лепидобластической структурой и выдержанной, постоянной сланцеватостью, имеющей широтное простирание и крутое падение на север. Сланцы развиты преимущественно в зоне мигматитов и по составу, структуре и элементам залегания аналогичны сланцам южной толщи и относятся, по видимому, к парасланцам.

2) Ортосланцы и ортогнейсы. Эти породы чрезвычайно сильно раздроблены, с мощными зонами брекчий и милонитов, а также с бесконечным количеством мелких сбросов и смещений. Среди этих нарушений господствуют три направления: широтное с крутым углом падения, меридиональное и северо-восточное. Направления сланцеватости пород также колеблются, но, как показывают многочисленные замеры, преобладает простирание западное 270° с углом падения 45° на север.

По минералогическому составу среди этой толщи можно выделить следующие разновидности: гнейсы; серицитовые и мусковитовые сланцы, пользующиеся наибольшим распространением; хлоритовые, биотитовые и амфиболитовые сланцы; кварцитовидные и аплитовидные породы и амфиболиты.

Для всей толщи характерно следующее:

а) постепенные переходы между разновидностями сланцев, за исключением амфиболитов, как по простиранию, так и по падению;

б) значительные колебания количественных соотношений кварца (от 10 до 80%) и полевого шпата (от 6 до 55%);

в) полевой шпат представлен альбитом, иногда в крупнопорфировидных выделениях, размером до 5 см;

г) сильный кварцевый метасоматоз, захватывающий все минералы и, главным образом, альбит и первичный кварц;

д) преобладание катакластических структур от грубомилонитовых до ультрамилонитовых.

Все вышеперечисленное дает основание предполагать, что значительная часть этой толщи относится к ортосланцам и ортогнейсам, образовавшимся за счет гранита, гранит-аплита и аплита (аплитовидные и кварцитовидные породы) и даек диабаз (амфиболиты).

II. Южная толща кристаллических сланцев развита в южной части района, между порфировидными гранитоидами и юрскими аспидными сланцами, в виде широтно вытянутой полосы.

Южная толща представлена разнообразными сланцами, переслаивающимися друг с другом, иногда с постепенными переходами; местами встречаются линзы и прослой мраморов; сланцеватость имеет довольно выдержанное простирание, колеблющееся в пределах $250-290^\circ$, с крутыми углами падения, преимущественно на юг. Местами сланцы смяты в мелкие изоклинальные складки.

По минералогическому составу среди этой толщи можно выделить следующие разновидности:

1) амфиболитовые сланцы, среди которых наблюдаются существенно роговообманковые, роговообманково-эпидотовые, амфиболо-пироксеновые и актинолитовые разности, приуроченные к южной части толщи;

2) метабазиты, представляющие собой, судя по реликтовой структуре, измененные диабазы и порфириды;

3) биотито-альбитовые, мусковито-биотитовые и мусковитовые сланцы, развитые преимущественно в северной части толщи;

4) кварцито-биотитовые сланцы, в которых отчетливо выражен процесс окварцевания;

5) слюдяные сланцы с андалузитом, гранатом и графитом.

Две последние разновидности (4 и 5) развиты преимущественно вблизи гранитоидов порфировидного типа.

Для всех перечисленных разновидностей сланцев характерна лепидобластическая и волокнистая структура и тонко-слоистая полосчатая текстура.

Можно предполагать, что слюдяные и идентичные им по генезису роговообманковые сланцы образовались за счет осадочной толщи, в северной части более глинистой, в южной — мергелистой, с прослоями известняков, впоследствии мраморизованных.

Различный состав, разные степень и характер метаморфизованности южной и северной толщ дали повод ряду исследователей считать их разновозрастными, а именно: южную — более молодой, повидимому нижнепалеозойской, северную же — докембрийской. Однако нам кажется, что степень метаморфизма в данном случае не является достаточным критерием для возрастного разграничения этих метаморфических толщ.

Наличие в северной толще прослоев сланцев, тождественных таковым южной толщ, значительная роль гранит-аплитов, а также вторичных процессов — альбитизации и окварцевания — в образовании северной толщи ортосланцев, скорее говорят в пользу того, что мы имеем дело с одним единым комплексом и, следовательно, обе толщи являются разновозрастными. Тем не менее, в северной толще значительно сильнее проявился процесс гранитизации и дополнительного динамометаморфизма, видоизменивший эти породы.

III. Гранитоиды. Толща кристаллических сланцев прорвана равномернозернистым двуслюдяным гранитом, который с запада и юго-запада постепенно переходит в гибридную породу — роговообманковый гранодиорит. В гибридной породе заключены многочисленные ксенолиты таббро-диабазы, из которых наиболее крупные имеют размер 950×250 м. С юга и востока гранодиорит и гранит окружены мощной зоной мигматитов, представляющих собой главным образом тонкую послойную интрузию гранит-аплитового материала в сланцы. К востоку мигматиты постепенно переходят в породы, которые объединяют собой сложный комплекс с постепенными переходами от сланцев южной толщ через гнейсы и гранито-гнейсы в массивные граниты. Последние имеют гнейсовидную текстуру, крупное порфировидное строение и являются продуктом метасоматических процессов, протекавших в сланцах под влиянием, повидимому, гранитной интрузии.

Возраст гранитов устанавливается в зависимости от возраста метаморфических сланцев, которые определяют его нижнюю стратиграфическую границу. В последнее время большинство авторов считает их нижнепалеозойскими. Верхней возрастной границей является нижний лейас, в базальных конгломератах которого содержится галька гранитов и кристаллических сланцев.

IV. Юрские породы. С северо-востока и юга на древний кристаллический комплекс ложится мощная толща юрских отложений. Среди них выделяются две свиты: конгломератово-вулканогенный горизонт (J_1^1) и песчаниково-сланцевая толща (J_1^{1+2}).

В состав конгломератово-вулканогенного горизонта входит довольно разнообразный материал: базальные конгломераты с галькой гранитов, песчаники, графитовый горизонт, кварциты, прослои туфогенного и вулканогенного материала, преимущественно кератофирилового характера.

Выше конгломератово-вулканогенного горизонта находится мощная осадочная толща, в основании которой лежат конгломераты с галькой кератофиринов; в состав ее входят песчаники и аспидные сланцы; толща смята в крутые, иногда опрокинутые к северу, складки.

V. Юрский магматизм представлен в районе жилами и дайками диабазов, распространенных как среди древнего комплекса,

так и среди юрских сланцев. Возраст диабазов считается предтоарским. В восточной части района среди гранитов развиты жилы дацитов, секущие юрские диабазы. Жилы эти имеют незначительную мощность, до 3—4 м, меридиональное простирание и крутое, почти вертикальное падение. Дациты, повидимому, следует связывать с неointрузией, еще не вскрытой в пределах нашего района.

Ледниковые и современные отложения развиты главным образом по долинам рек и ручьев.

III. ДРЕВНИЕ ГРАНИТОИДЫ

В исследованном районе представители древних кислых интрузий настолько разнообразны, что их нельзя ограничить названием — граниты. Вошедший в употребление для древних гранитов Кавказа термин «гранитоиды» более правильно и полно отражает истинный характер развитых в районе пород.

Расчленение гранитоидов района представляется исключительно трудной задачей и к ее разрешению можно подходить различными путями.

Расчленение лишь по петрографическим и минералогическим признакам здесь мало приемлемо, так как гранитоиды отличаются крайним непостоянством состава и структуры. Ненадежным в этом отношении является также принцип расчленения по степени метаморфизованности пород.

Наиболее целесообразно в основу расчленения гранитоидов нашего района положить генетический принцип, основываясь главным образом на текстурных признаках, отражающих условия генезиса, дополняя их структурными и минералогическими признаками.

Руководствуясь этим, мы выделяем среди гранитоидов следующие типы:

1. Средне- и мелкозернистые нормальные граниты.
2. Гибридные породы.
3. Гранитоиды порфировидного типа, являющиеся продуктом процессов гранитизации.
4. Мигматиты.

1. Средне- и мелкозернистые граниты

Средне- и мелкозернистые двуслюдяные граниты в комплексе пород района играют главенствующую роль.

Граниты серых и розоватых тонов, обычно мелкозернистые, постепенно переходят в среднезернистые, иногда порфировидные разновидности. В западной части массива развиты преимущественно срединнозернистые разновидности, которые дальше на запад постепенно переходят сначала в биотитовый, а затем в роговообманковый гранодиорит.

В восточной части, особенно вблизи кристаллических сланцев, преобладают мелкозернистые разновидности с отдельными шлирами пегматита, содержащего крупные кристаллы мусковита или зеленого хлорита. В граните встречаются зоны раздробления, милонитизации и расслаивания, в которых заметно увеличивается количество биотита и хлорита.

Структура нормальной разновидности гранита — типичная гранитная. В рассланцованных и милонитизированных разновидностях господствуют гнейсовидная и катакластическая структуры.

Гранит состоит из плагиоклаза, микроклина, кварца и мусковита (биотита); из аксессуарных присутствуют сфен, магнетит, апатит. Характерна значительная серицитизация полевых шпатов.

Микроклин образует неправильные зерна, достигающие 7.2×5.4 мм; в значительной степени серицитизирован. Угол оптических осей колеблется в пределах $82-85^\circ$.

Показатели преломления: $N_p = 1.520 \pm 0.003$ (шл. 629), $N_g = 1.526 \pm 0.003$.

Наблюдается коррозия зерен плагиоклаза и слюды микроклином, в крупных зернах которого включены резорбированные зерна плагиоклаза, биотита и кварца.

Микроклин подвергается альбитизации и становится в таких случаях пятнистым; иногда, повидимому, за счет микроклина, образуется шахматный альбит.

Плагиоклаз содержится обычно в большем количестве, чем микроклин, и отвечает олигоклазу от № 20 до № 25.¹ Он образует кристаллы в 3.1×2.2 мм, обычно серицитизированные в середине. На границе с микроклином образуются мирмециты.

Мусковит образует широкие таблички и узкие пластинки, размером 3.5×0.5 мм. В некоторых разностях вместе с мусковитом присутствуют эпидот и биотит, в значительной степени хлоритизированный.

Кварц — ксеноморфный; количество его значительно возрастает в рассланцованных разностях. Эпидот, сфен, апатит, магнетит — второстепенные составные части.

Химический и минералогический составы гранита приведены в табл. 1.

Таблица 1

Химическая и минералогическая характеристика нормального гранита
(в %)

Химический состав гранита (обр. 629)		Минералогический состав гранита						
		Минералы	Подсчет в шлифах					
			Обр. № 629 (пересчет на химическое состава)	Обр. № 629. Гранит нормальный	Обр. № 161. Гранит нормальный	Обр. № 83. Гранит измененный (отнейсован)	Обр. № 82. Рассланцованный гранит-аплит	Средний состав равномернозернистого гранита по В. Н. Соловьеву
SiO ₂	72.30	Кварц	42.0	31.5	35.2	53.4	53.2	33.5
TiO ₂	0.31	Микроклин	8.9	20.0	21.0	9.1	5.5	21.2
Al ₂ O ₃	14.67	Плагиоклаз	18—28.3	32.2	29.2	21.2	15.8	34.0
Fe ₂ O ₃	1.20	Мусковит	9.6	9.6	12.0	8.1	16.9	3.6
FeO	1.43	Хлорит и биотит . . .	8.1	6.1	2.2	8.0	8.1	7.1
MgO	0.57	Акцессорные (сфен, магнетит, апатит) . . .	3.1	0.6	0.4	0.2	0.5	0.6
CaO	1.58	Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Na ₂ O	2.69							
K ₂ O	3.13							
P ₂ O ₅	0.35							
H ₂ O	0.15							
Пот. при прокалив.	1.29							
Сумма	99.67							

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

При сравнении состава, полученного при пересчете, с составом, полученным прямым подсчетом минералов (табл. 1), наблюдаются некоторые расхождения. Так, пониженное в первом случае содержание микроклина объясняется значительной серицитизацией гранита, что в химическом анализе нашло свое отражение в повышенном содержании Al_2O_3 , тогда как при подсчете этого учесть было нельзя.

В массивных разностях гранита можно проследить примерно следующий порядок кристаллизации: первым кристаллизуется плагиоклаз, вслед за ним апатит, кристаллики которого изредка включены в периферических частях плагиоклаза. Биотит и мусковит, позже кристаллизующиеся, захватили апатит. Последними появились микроклин и кварц, кристаллизовавшиеся из богатого щелочами остатка, который, воздействуя на ранее образовавшиеся минералы, с одной стороны, вызывал коррозию и растворение их, а с другой — серицитизацию и мусковитизацию плагиоклаза.

Процесс серицитизации вызвал освобождение Na_2O и CaO из плагиоклаза; в дальнейшем этот процесс привел соответственно к образованию альбитовых каемок и эпидота.

2. Гибридные породы (гранодиориты и ксенолиты в гранодиоритах)

Общие данные

Роговообманковые гранодиориты. В пределах исследованного района массив гранодиорита имеет неправильную, несколько вытянутую на северо-запад форму. На юге и юго-западе он контактирует с древними метаморфическими сланцами. Контакт всюду явно интрузивный. Местами в роговообманковые сланцы проникают жилы и апофизы гранодиорита и наблюдается тонкая послойная инъекция гранит-аплита и пегматита, в результате которой образуются породы типа мигматитов. В западной части массива простирание контактовой зоны — $260-265^\circ$, падение крутое к югу; в контакте сланцы сильно ороговикованы (0.5 м), а дальше за ними следует полоса мигматитов мощностью до 0.6 км.

На северо-восток и восток гранодиорит постепенно переходит в более мелкозернистые биотитовые разности, а затем в двуслюдяной гранит (нормальный).

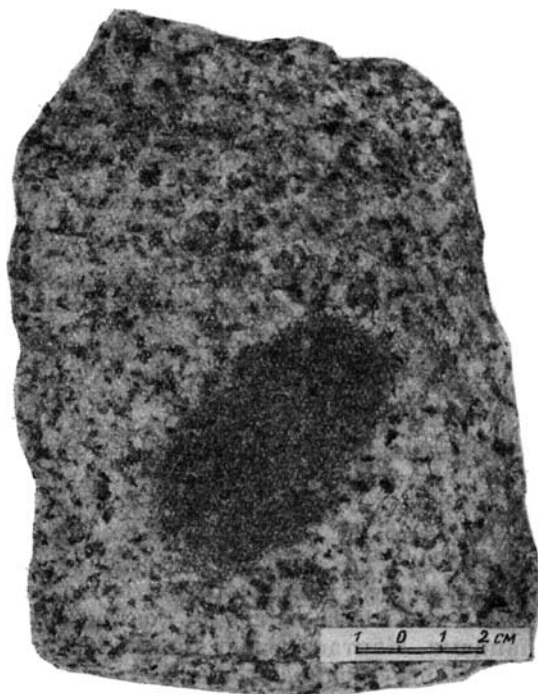
Гранодиорит по внешнему виду представляет собой довольно свежую породу, местами с такситовым сложением, обусловленным неравномерным, пятнистым распределением темноцветных минералов; цвет породы меняется от темносерого до светлосерого, иногда розоватого. Преобладают серые среднезернистые разности, с подчиненными участками крупнозернистого и порфиоровидного строения. Наблюдаются значительные колебания в количественных соотношениях кварца, микроклина и темноцветных минералов, чем обуславливаются постепенные переходы от диорита и кварцевого диорита к граниту.

Неоднородность гранодиорита подчеркивается присутствием в нем разнообразных ксенолитов, число которых возрастает по мере приближения к юго-западной части массива (фиг. 1).

Ксенолиты в гранодиоритах можно разделить на три группы:

- 1) ксенолиты вмещающих сланцев;
- 2) ксенолиты изверженных основных пород типа габбро-диабаз;
- 3) мелкие шпирообразные ксенолиты, в значительной степени переработанные.

Ксенолиты вмещающих сланцев встречаются только вблизи контакта со сланцами. Для этой группы ксенолитов характерны отчетливая сланцеватость, местами тонкополосчатая текстура и, наконец, форма залегания в виде длинных, вытянутых почти широтно полос и линз. Обычно ксенолиты по сланцеватости тонко инъецированы гранитным материалом, с образованием типичных мигматитов.



Фиг. 1. Роговообманковый гранодиорит с шпирообразными ксенолитиками.

Ксенолиты изверженных пород представлены габбро-диабазами. Они, в отличие от первой группы, имеют массивное, от мелкозернистого до крупнозернистого и иногда порфировидного, строение. Первоначальная порода ксенолитов изменена в различной степени; наряду с участками малоизмененного габбро-диабазы, наблюдаются в ней и более светлые и крупнозернистые разности, близкие к диориту и кварцевому диориту. Всего нами встречено четыре крупных ксенолита, сосредоточенных в западном конце гранодиоритового массива.

Все крупные тела габбро-диабазы аналогичны друг другу по составу. Более детально нами был исследован ксенолит размером 950×205 м в западной части района. Его

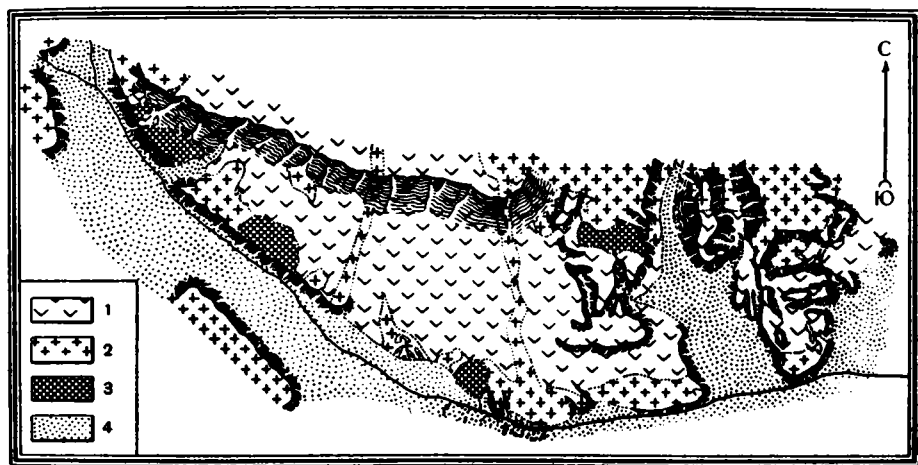
зарисовка в масштабе 1:1000 изображена на фиг. 2. Гранодиорит имеет в большинстве случаев резкие, секущие границы с ксенолитом. Многочисленные жилки гранит-аплита, аплита и пегматита пересекают ксенолит во всевозможных направлениях, часто переплетаясь друг с другом. Местами габбро-диабаз настолько густо прорезан сетью мелких жилок аплита, что создаются своеобразные участки, названные нами агматитом или «интрузивной брекчией». Эти участки являются как бы переходными зонами от второго типа к третьему типу ксенолитов.

Увеличение интенсивности изменения, ассимиляции и «растворения» габбро-диабазы в граните приводит к тому, что в однородной массе гранодиорита остаются лишь небольшие, округлой формы ксенолиты, без всякой видимой связи друг с другом.

Все тело крупного ксенолита габбро-диабазы имеет неоднородное пятнистое строение. Наряду с малоизмененными темными разностями габбро и габбро-диабазы, развитыми в верхней части ксенолита, существуют светлые разности, более кислые, близкие к диориту и кварцевому диориту, приуроченные в большинстве случаев к жилкам гранит-аплита и гранодиорита. Между ними чаще всего наблюдаются постепенные переходы, реже четкие границы.

Мелкие обломки и шпирообразные ксенолиты габбро-диабазы имеют угловатые или оплавленные контуры, а иногда представляют округлые неправильные пятна с расплывчатыми, неясными

очертаниями. Все они показывают тесную связь между собой, а также с крупными ксенолитами габбро-диабазы, и представляют собой различные стадии ассимиляции все той же габбро-диабазовой породы. Иногда между обломками габбро-диабазы и гранодиоритом находится промежуточная зона диорита или кварцевого диорита.



Фиг. 2. Схематическая зарисовка ксенолита габбро-диабазы в равномернозернистом граните.

1 — габбро-диабаз; 2 — гранодиорит, аплит; 3 — агматит; 4 — осыпи и морена.

Мелкие шпирообразные ксенолиты распространены неравномерно по всему массиву гранодиорита. Иногда ксенолиты имеют вид темных неправильных пятен, разбросанных в гранодиорите; некоторые разности имеют порфиробластическое строение.

Петрографическое описание

Роговообманковый гранодиорит. Структура породы меняется от крупно-гидиоморфнозернистой до мелко-паналлотриоморфнозернистой. В разностях, богатых калиевым полевым шпатом, преобладает порфировидная структура. Минералогический состав сильно колеблется, как это видно из количественно-минералогических подсчетов, приведенных в табл. 3. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз, роговая обманка, биотит и кварц; второстепенными — микроклин, хлорит, сфен, апатит, эпидот.

Содержание плагиоклаза в породе варьирует от 29 до 83%. Плагиоклаз встречается в двух видах: в более крупных идиоморфных кристаллах размеры его достигают 5,8 мм. Состав его меняется от № 28 до № 38, а иногда около ксенолитов габбро-диабазы повышается до № 53. В таких случаях лабрадор сильно сосюритизирован и окружен каемкой олигоклаза с зернышками кварца вдоль внутренней их границы.

Часто плагиоклазы зональны (фиг. 3), причем зональность в центральных зонах обратная, в периферийных — нормальная, что видно из табл. 2.

Такая зональность ясно показывает, что во время кристаллизации плагиоклазов имело место обогащение магмы СаО (ассимиляция), после чего происходило длительное выравнивание состава, так и не закончившееся к моменту затвердевания.

Часто плагиоклаз подвергается серпидитизации и сосюритизации, главным образом в центральной части. Различаются в нем механические деформации, как-то: трещиноватость, значительное раздробление плагиоклаза и превращение его в краевой части в мелкозернистый агрегат. Трещинки заполнены кварцем, мелкочешуйчатым биотитом и хлоритом.



Фиг. 3. Зональное строение плагиоклазов в гранодиорите (шлиф № 43; $\times 20$; николи +).

Таблица 2

Состав зон плагиоклаза в гранодиорите
(% An в зоне)

З о н ы	№ шлифов				
	5	5а	101 в	105	123
Ядро	30	35	24	28	34
1-я зона	35	27	22	36	38
2-я »	32	—	30	34	36
3-я »	30	33	26	32	35
4-я »	28	—	20	—	31
5-я »	22	24	27	28	
Периферия	18	18	25		

Второй вид плагиоклаза представлен олигоклазом от № 18 до № 27. Он образует ксеноморфные зерна, размером от 0.5 до 2.2 мм, распределенные в беспорядке между более крупными зернами плагиоклаза. Характеризуются большей свежестью.

Альбитизация захватила оба типа плагиоклазов.

Кварц образует крупные (до 10 мм) ксеноморфные зерна или заполняет промежутки между плагиоклазами. Количество его в породе колеблется от 8 до 36%. Наблюдаются тонкие секущие жилки мелкозернистого вторичного кварца в сопровождении хлорита и биотита.

Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, с углом оптических осей —80—83°. Количество микроклина колеблется от 0 до 23%. Он образует обрывочные пятна между минералами, каемки вокруг плагиоклазов и ксеноморфные зерна до 2—3 см, с включениями корродированного плагиоклаза, кварца и других минералов.

Темноцветные компоненты представлены амфиболом, биотитом и хлоритом.

Роговая обманка представлена следующими типами.

Буро-зеленая роговая обманка, образующая длинные, до 5.7 мм, таблички с неправильными сильно корродированными контурами. Часто она уралитизирована, местами полностью замещена зеленым амфиболом. Оптические константы: $cNg = 15-16^\circ$; $2V = 68-70^\circ$; $Ng - Np = 0.019-0.021$; $Ng = 1.672$; $Nm = 1.660$; $Np = 1.651$.

Зеленый амфибол образует мелкие (1.2×0.5 мм) идиоморфные кристаллы или скопления кристаллов. Почти всегда около него концентрируются сфен и отчасти магнетит.

Оптические свойства зеленого амфибола: $cNg = 19^\circ$; $2V = -74^\circ$; $Ng - Np = 0.021$; $Ng = 1.667$; $Np = 1.646$.

Биотит распределен неравномерно: полоски, или участки, обогащенные биотитом, чередуются с участками, обедненными им. Замечается некоторая прямая связь с распределением микроклина. Встречается темно-коричневый и зеленый биотит.

Темнокоричневый биотит дает резко плеохроирующие пластинки, содержащие включения апатита. Размер их достигает 4.2×2.8 мм.

Таблица 3

Количественно-минералогический состав гранодиоритов

№ п/п	№ шлифа	Кварц	Плагиоклаз № 18—38	Биотит	Роговая обманка	Микроклин	Рудные	Апатит	Прочие минералы
1	102	29.2	29.0	18.2	—	23.0	—	0.6	—
2	60	23.2	38.4	—	30.43	—	4.4	3.6	—
3	81	36.5	37.4	21.42	—	3.6	—	1.1	—
4	48	36.8	43.5	15.7	—	2.0	2.0	—	—
5	105	27.4	50.3	20.0	—	1.5	0.8	—	—
6	59	23.0	53.0	13.2	8.3	—	0.5	1.5	0.5
7	43	18.0	55.6	10.5	14.8	1.0	—	—	0.2
8	76	17.8	56.2	11.2	12.37	—	1.2	1.1	—
9	—	18.0	62.0	12.2	4.6	2.0	1.2	—	—
10	32	12.6	63.5	18.3	2.54	3.2	—	—	—
11	21	16.1	64.4	15.7	—	1.9	—	—	2.0
12	66	16.2	68.4	2.6	8.0	—	1.0	3.0	0.8
13	50	13.4	72.0	—	11.1	—	0.4	0.6	2.5
14	91	2.6	73.0	22.4	1.0	1.0	—	—	—
15	49	10.2	79.5	5.3	0.8	2.0	0.8	0.5	0.9
16	80	8.0	83.2	1.5	5.8	1.5	—	—	—
17	I ¹	31.0	45.0	8.0	0.5	14.0	1.0	—	—
18	II ²	28.0	45.5	15.0	—	11.7	—	—	—
19	III ³	25.0	50.0	15.0	—	10.0	—	—	—
20	IV ⁴	25.7	48.5	11.8	10.0	—	4.0	0.6	—
21	V ⁵	24.3	60.6	14.9	—	—	—	0.15	0.05
22	VI ⁵	32.5	32.5	14.4	—	28.00	—	—	0.3

¹ Данные Д. С. Белянкина.

² Пересчет хим. анализа по данным Д. С. Белянкина.

³ Пересчет хим. анализа по данным Ткаченко.

⁴ Пересчет хим. анализа обр. № 617.

⁵ Подсчет минералогического состава по данным Е. А. Кузнецова.

Наблюдаются частые срастания биотита с роговой обманкой, при этом около биотита концентрируются сфен и магнетит.

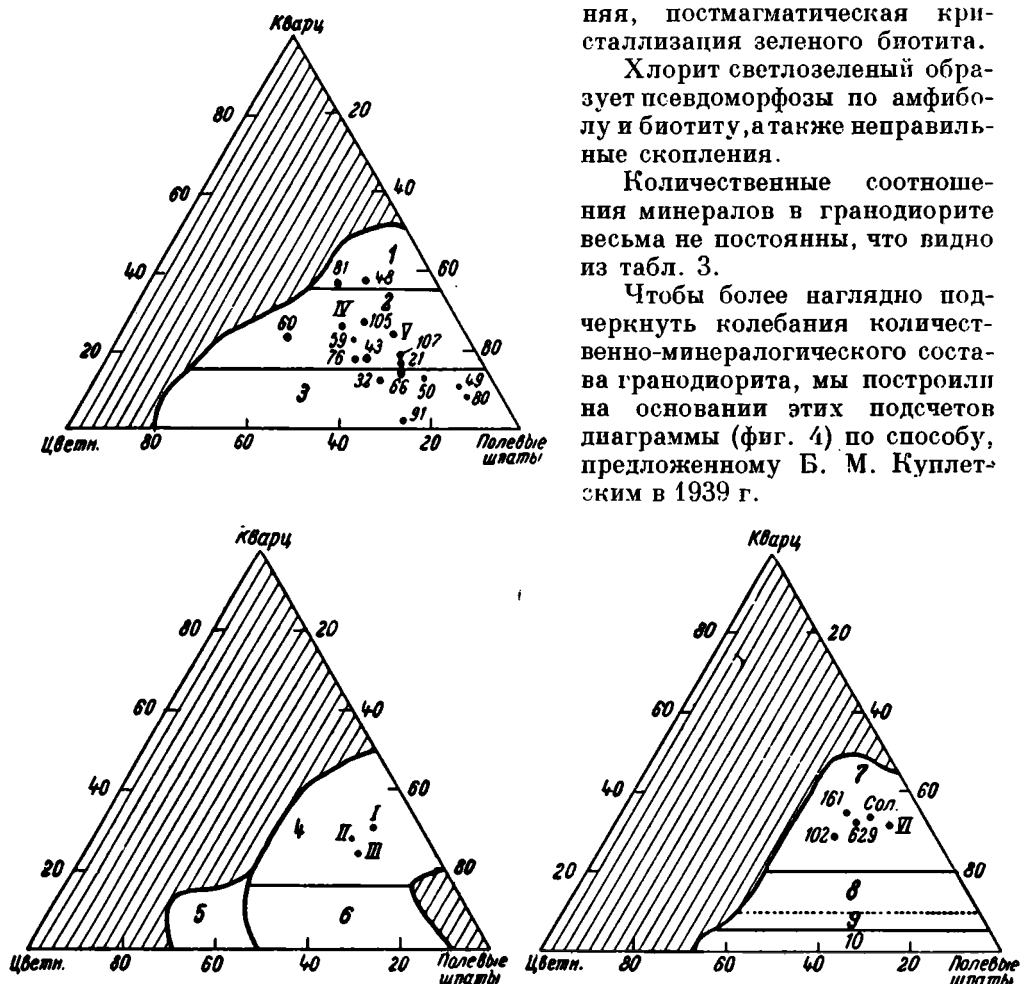
Зеленый биотит (размером 0.5×0.1 мм) обрастает роговую обманку и коричневый биотит, а также проникает по трещинкам в плагиоклазы.

Вероятна относительно поздняя, постмагматическая кристаллизация зеленого биотита.

Хлорит светлозеленый образует псевдоморфозы по амфиболу и биотиту, а также неправильные скопления.

Количественные соотношения минералов в гранодиорите весьма не постоянны, что видно из табл. 3.

Чтобы более наглядно подчеркнуть колебания количественно-минералогического состава гранодиорита, мы построили на основании этих подсчетов диаграммы (фиг. 4) по способу, предложенному Б. М. Куплетским в 1939 г.



Ф и г. 4. Диаграммы количественно-минералогического состава гранодиоритов:

$$I - \frac{K. II. III}{pl} = \text{от } \frac{10}{100} \text{ до } \frac{10}{90}; \quad II - \frac{K. II. III}{pl} = \text{от } \frac{10}{19} \text{ до } \frac{30}{70};$$

$$III - \frac{K. II. III}{pl} = \text{от } \frac{30}{70} \text{ до } \frac{60}{40}.$$

1 — плагиограниты и трондэмыты; 2 — тоналиты и гранодиориты; 3 — диориты и кварцевые диориты; 4 — гранодиориты; 5 — меладииориты; 6 — диориты и монзониты; 7 — граниты; 8, 9 — адамеллиты и кварцевые монзониты; 10 — монзониты и сиенито-диориты; точки — состав и номер породы (согласно табл. 3).

Наши гранодиориты попадают главным образом в 1-е сечение, в поле гранодиоритов и тоналитов и в поле диоритов и кварцевых диоритов. Несколько пород, богатых калиевым полевым шпатом, попало в поле гранитов 3-го сечения диаграммы.

Данные минералогического состава, полученные из пересчета химических анализов, легли в поле гранита 2-го сечения.

В химическом отношении гранодиорит обнаруживает значительные колебания. Все имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы гранодиорита помещены в табл. 4; они характеризуют две наиболее распространенные разности гранодиорита: более богатую кварцем и более основную, бедную кварцем.

Т а б л и ц а 4
Химический состав гранодиоритов
(%)

Компоненты	Биотитороговообманковый банатит (по Волькену)	Гранодиорит (по Ткаченко)	Кварцевый биотитомфиболовый диорит (по Волькену)	Обр. № 617 (р. Цей)
SiO ₂	70.35	70.15	65.12	65.46
TiO ₂	—	—	—	0.72
Al ₂ O ₃	14.85	12.13	15.83	15.90
Fe ₂ O ₃	1.46	1.95	1.73	1.58
FeO	1.95	2.67	2.88	3.01
MnO	—	—	—	0.12
MgO	1.15	2.46	1.36	2.10
CaO	3.29	3.68	4.46	4.49
K ₂ O	2.19	3.00	1.75	1.34
Na ₂ O	3.65	2.92	4.92	4.06
BaO	—	—	—	0.08
H ₂ O	1.30	0.78	1.22	1.08
P ₂ O ₅	—	—	—	0.35
Сумма . .	100.19	99.74	99.27	100.29

Как видно из таблицы, параллельно с увеличением процента кремнекислоты в гранодиорите возрастает содержание K₂O и уменьшается содержание CaO, Al₂O₃, Na₂O и FeO. В минералогическом отношении это ведет к уменьшению количества роговой обманки и увеличению биотита, микроклина и кварца.

Пересчет химического анализа (обр. № 617) на минералы помещен в табл. 3 под № IV.

Гранодиорит несет значительные следы катаклаза. Очень часто наблюдаются зоны перетирания, брекчирования, почти всегда заохренные. В разностях с ясно выраженной катакlastической структурой наблюдается увеличение содержания слюды и эпидота.

К с е н о л и т ы в г р а н о д и о р и т а х

К с е н о л и т ы в м е щ а ю щ и х с л а н ц е в характеризуются темнозеленой окраской, отчетливо выраженной сланцеватостью. Главными минералами являются: роговая обманка, полевой шпат и кварц; из второстепенных необходимо отметить большую роль апатита, сфена, магнетита. В некоторых инфильтрованных гранит-аплитом разновидностях главным породообразующим темноцветным минералом является биотит. Структура — лепидобластическая.

Роговая обманка, размером 1.5 × 0.5 мм, имеет светлозеленую окраску, с резким плеохроизмом от голубовато-зеленого до желто-зеленого: 2V = —70°; cNg = 16°; Ng — Np = 0.021. Эти данные позволяют считать ее очень близкой к амфиболу гранодиорита.

Плаггиоклаз представлен андезином от № 30 до № 35. Он образует неправильные зерна, размером 0.6×0.5 мм, переполненные включениями апатита и игольчатого актинолита.

Биотит развивается по амфиболу, образуя таблички размером 2.1×1.2 мм или длинные тонкие пластинки. Внутри биотита включены зерна апатита, магнетита и сфена. Неправильные зерна микроклин-пертит, иногда вместе с кварцем, концентрируются в отдельные полосы, отчего порода принимает тонкополосчатое строение, создавая переходные разности к мигматитам.

Микроклин-пертит размером от 0.8×0.2 мм до 5.1×4.0 мм часто содержит включения всех остальных минералов породы. $2V$ колеблется от -76° до -80° .

Кварц в виде ксеноморфных зерен занимает промежутки между минералами, дает также прожилки.

По структуре, составу и некоторым геологическим признакам (залеганию в виде линз, полос, сланцеватость которых совпадает с таковой во вмещающих сланцах) ксенолиты этого типа близки к роговообманковым разностям сланцев южной толщи, но в отличие от них содержат более кислый плаггиоклаз и повышенное количество кварца, биотита, апатита, магнетита и сфена.

Что касается мигматитовых участков, то по ряду косвенных признаков можно притти к заключению, что это те же вмещающие сланцы, только в значительной степени переработанные и перекристаллизованные в результате активного воздействия и инъекции гранитной магмы.

К с е н о л и т ы г а б б р о - д и а б а з а в плотных мелкозернистых своих разностях характеризуются отчетливо выраженной офитовой структурой. С переходом в светлые габбро-диоритовые разности постепенно начинают преобладать гранобластическая и зернистая структуры. В некоторых случаях около жил гранита наблюдаются разности с порфиробластической структурой. Главными компонентами породы являются плаггиоклаз, амфибол, биотит; второстепенными — кварц, микроклин, альбит, хлорит, серицит и эпидот; много апатита, сфена и магнетита.

Плаггиоклаз в разностях малоизмененных, по составу и по структуре близких к диабазу, образует длинные идиоморфные кристаллы размером 1.2×0.3 мм. Состав их колеблется от № 57 до № 80.

С переходом их в более светлые и крупнозернистые разности (габбро-диориты) вокруг зерен битовнита образуются постепенно возрастающие по толщине каемки более кислого плаггиоклаза, андезина и даже олигоклаза № 26.

При дальнейшем ходе замещения от битовнита остаются лишь мелкие островки, которые своим расположением кое-где еще воссоздают очертания прежнего кристалла.

Часто внутри плаггиоклаза включены кристаллы апатита и таблички амфибола, местами сильно корродированные.

Вторичные процессы проявляются в альбитизации и сосюритизации плаггиоклазов.

Роговая обманка представлена и здесь двумя разновидностями: буро-зеленой и светлозеленой.

Буро-зеленая роговая обманка развита преимущественно в малоизмененных разностях, близких к габбро-диабазу; окраска ее пятнистая, обусловленная процессом уралитизации и обесцвечиванием амфибола; часто наблюдаются пойкилитовые прорастания кварцем; внутри некоторых табличек изредка встречаются остатки бесцветного пироксена, с углом оптических осей $+64^\circ$ и углом угасания $43-42^\circ$, что соответствует железистому авгиту. Константы коричневого амфибола: $cNg = 15-16^\circ$, $2V = -66 - 68^\circ$; $Ng - Np = 0.018$; $Ng = 1.680$; $Nm = 1.673$; $Np = 1.662$.

Светлозеленый амфибол, принадлежащий к разряду обыкновенных роговых обманок, имеет идиоморфные очертания и содержит включения сфена, магнетита и апатита. Ее константы: $cNg = 18-19^\circ$; $2V = -78^\circ$; $Ng - Np = 0.019-0.021$; $Ng = 1.670 \pm 0.002$; $Nm = 1.662$; $Np = 1.651$.

Обе разности амфибола подвергаются процессам биотитизации и хлоритизации.

Биотит образует псевдоморфозы по амфиболу. Окраска его грязно-зеленая или темнокоричневая; находится в тесной ассоциации с магнетитом и сфеном.

Хлорит также образует псевдоморфозы по амфиболу и биотиту.

Кварц характерен только для лейкократовых разностей габбро-диабазы. Ксеноморфные зерна кварца имеют размер от 0.2×0.05 до 2.3×1.2 мм. Местами он образует скопления, неправильные участки, и количество его доходит до 10—12%.

Микроклин появляется только в лейкократовых разностях. Проникая в породу в виде жилок, он замещает плагиоклаз или располагается неправильными пятнышками между зернами его и очень редко образует самостоятельные зерна.

Эпидот развивается по основному плагиоклазу. Показатели преломления его: $Ng = 1.758$; $Np = 1.728$; $Ng - Np = 0.030$.

Часто встречается цоизит в зернах размером до 3.1×0.5 мм. Во всех разностях габбро-диабазы в значительном количестве присутствуют акцессорные минералы: апатит, сфен и магнетит.

Из габбро-диабазы был приготовлен искусственный шлик, в тяжелой фракции которого оказалось: апатита — 0.33%, титаниста — 29.05%, роговой обманки — 43.50%, биотита — 19.70%, эпидота — 7.10%, корунда — следы.

Химический анализ малоизмененной разности габбро-диабазы (обр. 64а) помещен в табл. 9.

Минералогический состав и пересчет химического анализа на минералы приведены в табл. 5.

Т а б л и ц а 5
Количественно-минералогический состав габбро-диабазы
(%)

Минералы	№ шлифов			Среднее	Пересчет хим. анализа обр. № 64а
	64а	64	450		
Плагиоклаз № 70	48.2	36.5	47.6	44.1	52.0 (№ 54)
Амфибол	48.5	52.9	49.1	50.1	38.8
Биотит	0.4	8.3	1.4	3.4	3.2
Р у д н ы е:					
Магнетит	2.9	2.3	1.9	2.4	4.41
Ильменит					2.43

Некоторые различия между модальным и вычисленным составом габбро-диабазы говорят о том, что процессы изменения плагиоклазов, а также альбитизация и биотитизация породы были более значительными, чем это удается видеть под микроскопом.

Как видно из описания, габбро-диабаз представляет собой изверженную породу, где нормальный порядок кристаллизации затушеван последующими изменениями, которые идут в сторону обогащения ее более щелочным

полевым шпатом и кварцем, а также в сторону образования более крупно-зернистых структур.

Бурая роговая обманка, образовавшаяся частично за счет пироксена, становится в свою очередь неустойчивой и переходит в светлозеленую роговую обманку, по составу менее железистую и более кислую, с выделением магнетита и сфена. В более измененных разностях амфибол также становится неустойчивым и замещается биотитом и хлоритом, причем процесс хлоритизации захватывает также и биотит.

Наличие в габбро-диабазе большого количества апатита указывает на богатство остаточного расплава летучими компонентами, среди которых большую роль играли P_2O_5 и H_2O .

Мелкие угловатые ксенолиты мало чем отличаются в минералогическом отношении от вышеописанных крупных ксенолитов габбро-диабазы. Однако следует отметить наличие в них кварца (до 8%) и микроклина (до 5%), а также значительное развитие биотита (до 12.5%) за счет главным образом роговой обманки. Преобладающими в них структурами являются: зернистая, порфировидная, где вкрапленники представлены сосюритизированным лабрадором, бластопорфировая, где андезин образует порфиробласты, а основная масса представляет ассоциацию плагиоклаза и амфибола, иногда кварца. Местами (редко) встречаются реликты офитовой структуры.

Макроскопически шпировидные ксенолиты представляют собой мелкозернистую темносерую породу, иногда с вкрапленниками полевого шпата. Структуры — зернистая, порфиробластическая, иногда роговиковая. Главными минералами являются плагиоклаз, амфибол и биотит, вполне аналогичные таковым в вышеописанном габбро-диабазе, но находящиеся в самых различных количественных соотношениях, что видно из табл. 6. В некоторых мелких ксенолитах присутствуют еще кварц и микроклин.

Таблица 6

Количественно-минералогический состав шпирообразных ксенолитов (%)

Минералы	№ образцов				
	11а	3	4	11б	11в
Плагиоклаз	43.0	45.9	70.4	65.3	60.1
Амфибол	51.1	39.8	25.3	16.4	6.2
Биотит	2.3	7.2	—	14.5	25.7
Эпидот	2.5	5.2	2.5	1.5	3.5
Магнетит и апатит	1.1	1.9	1.8	2.3	4.5
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Следует подчеркнуть, что плагиоклаз образуется здесь в двух разновидностях: крупные резорбированные кристаллы принадлежат зональному плагиоклазу, имеющему № 60—45 в ядре и № 35—28 на периферии; более кислый плагиоклаз (№ 24—35) образует ксеноморфные зерна размером от 0.3 до 1.8 × 1.5 мм.

Местами наблюдаются зональные плагиоклазы, в центре которых находятся реликты основного плагиоклаза.

Шлировидные образования обнаруживают тесную генетическую связь с мелкими и крупными ксенолитами габбро-диабазы и представляют собой последующий продукт переработки некогда единого тела габбро-диабазы гранитной магмой. Сопоставляя между собой все три типа ксенолитов, можно сделать заключение, что процессы изменения их идут в направлении дальнейшего выравнивания состава ксенолита с гранодиоритом.

Под влиянием гранитной магмы в ксенолитах происходят, в основном, реакционные и метасоматические процессы, ведущие к перегруппировке материала и образованию новых минеральных фаз, равновесных с вмещающей магмой. Так, роговая обманка ксенолитов по своим оптическим свойствам соответствует амфиболу гранодиорита и, повидному, образовалась за счет пироксена и первичного амфибола исходной породы (габбро-диабазы). Каемки вокруг лабрадора, особенно наружные, и плагиоклазы основной массы ксенолита по составу соответствуют плагиоклазу гранодиорита. Кроме того, в ксенолитах появляются в значительном количестве кварц, микроклин, биотит, несомненно за счет привноса минеральных комплексов из магмы. Наблюдаемая местами роговиковая структура в ксенолитах говорит о значительной перекристаллизации включений. Однако полного равновесия между ксенолитами и магмой в системе и на этой стадии ассимиляции еще не достигнуто. Об этом свидетельствуют реликты первичных минералов и кое-где сохранившаяся офитовая структура.

3. Гранитоиды порфировидного типа

Породы порфировидного типа образуют широтно вытянутую полосу, заключенную между северной и южной толщами кристаллических сланцев. К западу породы этого типа выклиниваются, а к востоку они простираются за пределы района.

Порфировидный тип гранитоидов объединяет довольно разнообразные породы, обнаруживающие постепенные переходы от слабо гранитизированных сланцев до нормальных массивных и гнейсовидных гранитов.

Среди этих разновидностей наибольшим распространением пользуется крупнопорфировый серый гранит с гнейсовидной текстурой, обусловленной линейным расположением темноцветных минералов и вкрапленников полевого шпата. Эта порода известна в литературе под названием «кас-сарский гранит».

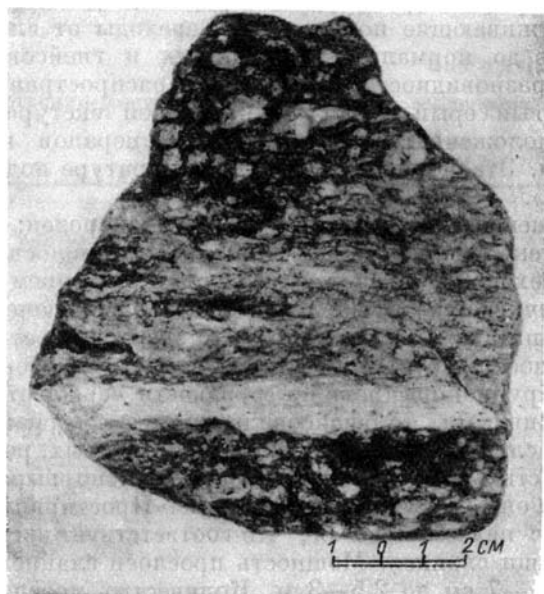
По своему внешнему виду гранит очень неоднороден: обычная для него гнейсовидная текстура часто переходит в грубополосчатую или с едва уловимыми переходами сменяется массивным строением (фиг. 5). Неоднородность увеличивается от неравномерного распределения вкрапленников полевого шпата и темноцветных компонентов. Светлосерые разности сменяются темносерыми или почти белыми с мелкозернистой структурой (фиг. 6). Крупнопорфировидные разности чередуются с мелкозернистыми, то массивными, то гнейсовидными. Среди гранита встречаются прослои, линзы сланцев, главным образом биотитовых, реже амфиболовых.

Большой частью эти прослои сохраняют ясно выраженную сланцеватость, иногда они окварцованы, плотные. Простираение сланцеватости в них $80-85^\circ$ с падением на юг, что соответствует элементам залегания вмещающей толщ сланцев. Мощность прослоев сланцев или ксенолитов колеблется от 3—7 см до 2.5—3 м. Количество прослоев сланца возрастает на юг, по мере приближения к контакту с южной толщей сланцев. К северу полосы ксенолиты сланцев встречаются редко, и здесь они в значительной степени гранитизированы, обнаруживая постепенные переходы в гранит, чаще всего гнейсовидной текстуры.

Встречается оригинальная разновидность породы, состоящая на 75—80% из крупных кристаллов полевого шпата до 10—11 см величиной.



Ф и г. 5. Порфировидный гранит массивного строения.



Ф и г. 6. Мелкозернистая разность порфировидного гранита с участками гранитизированного сланца.

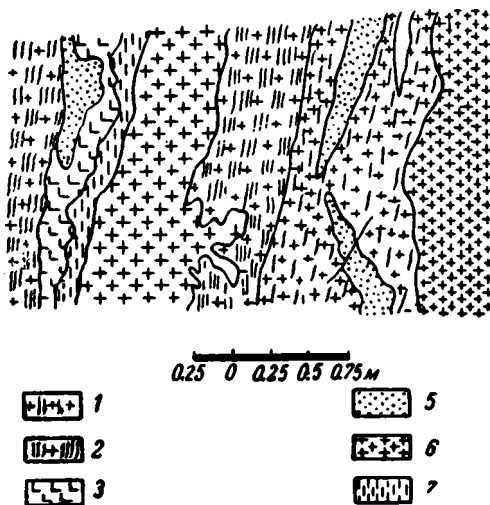
в которых видны включения мелкозернистого биотита, кварца и других минералов. Между кристаллами плагиоклаза находится мелкозернистый кварцево-биотитово-роговообманковый агрегат в форме неправильных, иногда угловатых скоплений, иногда имеющих некоторую расчлененность. Такие участки представляют собой остатки гранитизированных сланцев.

Между порфировидным гранитом и южными сланцами находится переходная полоса, выделяемая обычно как гранитизированные сланцы. В этой полосе можно шаг за шагом проследить все стадии гранитизации вмещающих сланцев до превращения их в типичные порфировидные граниты.

Сначала в сланцах появляются редкие порфиробласты полевого шпата, достигающие 2—2.5 см в длину, а также мелкие и крупные зерна — «глазки» кварца, тонкие полоски и линзы кварц-полевошпатового состава. С увеличением количества кварца и полевого шпата сланцы постепенно утрачивают свою самостоятельность, теряют сланцеватость, полоски темных минералов разрываются на отдельные участки и пятна, и порода постепенно приобретает облик сначала гнейса, затем гранито-гнейса, гранита с грубополосчатой или гнейсовидной текстурой и, наконец, массивного гранита (фиг. 7).

Необходимо еще отметить значительный катаклиз и милонитизацию порфировидных гранитоидов, особенно в северной части массива, где наблюдаются мощные зоны милонитизации, в которых гранит превращен в серицитовые и хлоритовые гнейсы, по внешнему виду напоминающие некоторые разновидности северной толщи сланцев.

По направлению на юг степень раздробления и милонитизации порфировидного гранита уменьшается.



Фиг. 7. Характер взаимоотношения отдельных разновидностей в порфировидном граните.

1 — серый слабогнейсованный гранит; 2 — темный гранито-гнейс; 3 — перматит; 4 — порфировидный гранит (массивный); 5 — аплит; 6 — мелко- и среднезернистый гранит; 7 — сланец.

Петрографическое описание

Здесь мы последовательно опишем следующие разновидности:

- а) порфировидный гранит;
- б) ксенолиты сланцев в граните;
- в) гранитизированные сланцы.

П о р ф и р о в и д н ы й г р а н и т характеризуется большим разнообразием структуры, с явными в большинстве случаев следами процессов замещения и перекристаллизации; преобладают порфиробластовая, зернистая, а также катакластическая структуры. Основная масса — гранобластическая, переходящая местами в лепидобластическую и в роговиковую. Главные породообразующие минералы: микроклин, олигоклаз, кварц, альбит, биотит; второстепенные — серицит, мусковит, хлорит, апатит, сфен и рудные минералы.

Микроклин-пертит образует крупные, до 12 см, порфирообласты, обычно неправильной, несколько округлой, формы. Наблюдается связь некоторых пертитовых лент с альбитом, расположенным за пределами зерен микроклина. Таким образом, пертитовые вроски являются, повидимому, результатом замещения. Параллельно с пертитом наблюдаются включения крупных, размером до 0.5×0.2 мм, зерен олигоклаза, часто серицитизированного и с неровной каемкой свежего альбита. В беспорядке разбросаны по всему микроклину редко расположенные ориентированно зернышки кварца, чешуйки биотита, магнетита; также тонко распылены в нем мельчайшие непрозрачные частицы, повидимому глинистого материала. Оптические константы микроклина: $2V$ колеблется от -80 до -84° ; $N_g = 1.525 \pm 0.002$; $N_p = 1.519 \pm 0.002$; $N_g - N_p = 0.007$ (обр. № 743).

Микроклин присутствует также и в основной мелкозернистой массе гранита.

Олигоклаз — от № 17 до № 24 наблюдается в изометричных зернах, иногда в центральной части серицитизированный. На контакте его с микроклином возникает мирмекит.

Альбит № 3—7 образует крупные порфирообласты, включающие все остальные минералы породы. Некоторые имеют шахматную структуру и являются, повидимому, псевдоморфозами по микроклину. В основной массе альбит образует мелкие зерна и замещает олигоклаз и микроклин.

Кварц образует ксеноморфные выделения с волнистым угасанием, размером от 0.2 до 3.2×2.1 мм, между зернами микроклина, а также плоски и линзы, в которых наблюдаются остатки резорбированных зерен плагиоклаза.

Биотит обычный, коричневый, часто хлоритизирован. Размер зерен колеблется от мелких чешуек до пластинок в $3-4$ мм. Распределен в породе крайне неравномерно. С ним ассоциируют апатит и сфен.

Химический анализ типичного крупнопорфировидного гранита, а также гранито-гнейса приведен в табл. 8.

Пересчет этих анализов на минералы приводится в табл. 7.

Таблица 7

Пересчет химических анализов на минералы

Минералы	Порфировидный гранит	Гранито-гнейс
Кварц	36.42	29.96
Ортоклаз	25.06	2.29
Альбит	24.63	37.27
Анортит	2.50	3.61
Биотит	9.70	24.12
Магнетит	0.70	0.98
Апатит	0.34	0.67
Сфен	0.75	0.98
Сумма	100.00	99.88

Средний номер полученного при пересчете плагиоклаза, как видим, ближе к альбиту, чем к олигоклазу, который обычно присущ граниту, что объясняется, повидимому, значительной альбитизацией породы.

Ксенолиты сланцев в граните. Как уже упоминалось, они встречаются в виде прослоев, линз и неправильных участков, в раз-

личной степени измененные. Малоизмененные простои представляют собой типичные сланцы южной толщи. Обычно это кварцево-биотитовые или кварцево-биотитово-роговообманковые разности с ясно выраженной сланцеватостью и лепидобластической структурой. Более измененные (гранитизированные) прослои теряют сланцеватость и приобретают порфиробластическую и гранобластическую структуру. Порфиробласты представлены альбитом или микроклином, иногда зернами («глазками») кварца. Полевые шпаты переполнены включениями биотита и трудно определяемого агрегата, располагающимися иногда ориентированно в виде тонких полосок, которые проходят через несколько порфиробластов, не прерываясь в мелкозернистой массе; последняя иногда имеет роговиковую структуру.

Биотит — обычный, мелкочешуйчатый, является главным компонентом основной массы породы; в зависимости от количества биотита и его расположения меняются цвет и текстура породы.

Много сфена, апатита, магнетита, приуроченных к скоплениям биотита.

Гранитизированные сланцы являются переходными типами от порфировидного гранита к нормальным сланцам южной толщи. Под микроскопом они обнаруживают большое сходство в минералогическом составе с вышеописанными ксенолитами. Главными минералами являются: кварц, биотит, полевой шпат; акцессорные — апатит, рудные минералы и сфен.

Во всех разностях порфиробласты представлены главным образом полевым шпатом.

Характер полевых шпатов тот же, что и в граните и в вышеописанных ксенолитах. Микроклин альбитизирован. Альбит, часто серицитизированный, включает мелкие чешуйки биотита, зерна олигоклаза, иногда корродированные остатки микроклина. Основная масса состоит из темно-коричневого, мелкочешуйчатого биотита, кварца и полевого шпата.

В зависимости от соотношений основной массы с порфиробластами полевого шпата и кварцем можно различать: гнейс, гранито-гнейс и гнейсо-гранит.

В гнейсе основная масса представляет собой биотитовый сланец, в котором отчетливо выражено еще линейное расположение биотита. Порфиробласты редки.

В гранито-гнейсе основная масса уже роговиковой структуры. Много в породе кварца и порфиробластов микроклина и альбита, располагающихся, как правило, параллельно сланцеватости, которая местами еще отчетливо выражена.

Гнейсо-граниты близки к гранитам, но в них все еще значительную роль играет материал сланцев, хотя уже с гранобластической структурой. Кроме того, в нем много кварца, порфиробластов микроклина и альбита.

Близость гнейсо-гранита к граниту подчеркивается и приведенными в табл. 8 химическими анализами, где для сравнения дается также анализ амфиболового сланца (Северный Урал).

Из сравнения этих анализов видно, что, как и следовало ожидать, гранито-гнейс по химическому составу занимает промежуточное положение между гранитом и сланцем. В процессе гранитизации происходит обогащение сланца кремнеземом и щелочами, особенно К, MgO и MnO , при незначительной потере железа и извести.

Такая же картина наблюдается и при сравнении минералогического состава гранита и гнейсо-гранита (см. табл. 7).

Необходимо также отметить одинаковый № плагиоклаза в гранито-гнейсе и граните, что свидетельствует об их генетической близости, в то время как большой процент биотита в гранито-гнейсе приближает его к сланцу.

Химический состав порфировидного гранита,
гранито-гнейса и сланцев

Компо- ненты	Крупнопор- фировидный гранит (обр. № 784)	Гранито- гнейс	Амфиболит (Сев. Урал) ¹	Роговооб- манковый сланец (Сев. Урал) ²
SiO ₂	74.56	70.94	49.52	46.76
TiO ₂	0.28	0.36	1.50	0.99
Al ₂ O ₃	13.10	15.05	18.07	15.53
Fe ₂ O ₃	0.52	0.66	3.49	2.43
FeO	1.50	2.86	7.65	8.86
MnO	0.04	0.08	—	0.42
MgO	0.37	0.94	5.55	8.64
CaO	0.92	1.32	5.40	10.25
K ₂ O	5.20	2.28	0.20	0.01
Na ₂ O	2.91	4.41	5.0	2.24
BaO	0.09	—	—	—
P ₂ O ₅	0.19	0.25	—	0.21
	0.52	0.72	3.19	3.55
Сумма	100.1	99.87	99.47	99.89

^{1,2} См. Сборн. химич. анализов З. Н. Немовой.

4. Мигматиты

Полоса мигматитов, мощностью до 1.2 км, на западе соединяется с менее мощной мигматитовой зоной, расположенной между массивом гранодиорита и сланцами.

Мигматитовая порода имеет полосчатую текстуру, обусловленную послойной инъекцией кварца и гранит-аплитового материала в сланцы. Около гранита и гранодиорита, а также в мигматитах в западной части района преобладает механическая послойная инъекция гранит-аплита в сланцы. Для них характерна отчетливо наблюдаемая граница между инъецированным материалом и сланцами. Мощность жил гранит-аплита колеблется от 3—5 см до 3 м; мощность участков сланца — от нескольких миллиметров до 0.5 м. В южной и юго-западной части зоны мигматитов преобладают собственно мигматиты, где более тонкая послойная инъекция гранит-аплита, а наряду с ней и более тесное взаимодействие, обуславливают взаимное смещение обоих компонентов, вплоть до полного уничтожения границ между ними. Местами обнажаются и типичные мигматиты, где видна послойная инъекция, и породы типа гранита, где различить первичный материал от привнесенного уже затруднительно. При этом те и другие тесно переплетаются между собой.

Местами среди тонкополосчатых мигматитов находятся замкнутые небольшие тела лейкократового и более темного, массивного слабо огнейсованного, а также крупнопорфировидного гранита без видимых следов инъекции.

По минералогическому составу собственно мигматиты мало отличаются от вышеописанных гнейсов и гранито-гнейсов. Различие заключается главным образом в текстурных и структурных особенностях породы.

В артеритах или полосатых мигматитах можно разграничить два составных компонента: сланцы — роговообманковые и биотитовые, с одной стороны, аплиты и гранит-аплиты — с другой.

Сланцы среди мигматитов в значительной степени обогащены кварцем, биотитом, эпидотом, апатитом и хлоритом. В остальном они во всем тождественны сланцам южной толщи.

Аплиты имеют светлосерую или розоватую окраску. Преобладают структуры мелкозернистые до тонкозернистых; встречаются разности с порфировидной структурой.

Характерным для аплитов является: 1) преобладание альбита над калиевым полевым шпатом; 2) бедность слюдами — мусковитом и хлоритом; в незначительном количестве присутствует серицит; 3) спорадическое присутствие розового граната; 4) обилие апатита.

При смешении аплита с материалом сланцев граница между этими компонентами постепенно стирается. Порода становится более или менее однородной, но в значительной степени обогащенной биотитом.

IV. ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ

На основании изложенного материала попытаемся осветить те процессы, которые привели, с одной стороны, к образованию гибридных пород, а с другой — пород порфировидного типа. Останавливаться на генезисе средне- и мелкозернистого гранита мы не будем, так как относим его к нормальному граниту с обычным для гранитов порядком кристаллизации.

1. Гибридные породы

Гранодиориты носят ясно выраженный гибридный характер. К таким особенностям, свидетельствующим о гибридизации, относятся: 1) крайне неоднородный состав гранодиорита; 2) наличие большого количества крупных и мелких ксенолитов габбро-диабазы, находящихся на различных стадиях изменения; 3) четкие, местами резкие, границы ксенолитов; 4) резорбированные кристаллы основного плагиоклаза, окруженные широкими каемками более кислого; 5) обратная зональность плагиоклазов в гранодиорите; 6) совместное присутствие кварца и лабрадора, кварца и пироксена; 7) скелетные прорастания минералов; 8) замещение пироксена и бурого амфибола в ксенолитах габбро-диабазы зеленой роговой обманкой.

Все эти черты не свойственны породам, получившимся путем нормальной кристаллизации, а характерны, как отмечают Нокс и др., для так называемых гибридных пород.

Породы описываемого района мы можем рассматривать как пример проявления такого типа гибридизма, при котором основные изверженные породы подверглись воздействию кислой магмы.

В нашем случае наличие крупных ксенолитов габбро-диабазов подтверждает, что гранодиорит образовался, по видимому, в результате проникновения и ассимиляции кислой интрузией основных пород, слагавших первоначально кровлю интрузива и сохранившихся теперь только в виде ксенолитов. Остальная часть основной интрузии или уничтожена денудацией, или же расположена на глубине, а прорвавшая ее кислая магма вынесла с собой в виде ксенолитов лишь обрушенную часть кровли. Ксенолиты габбро-диабазы несут на себе следы значительного изменения, которое направлено в сторону обогащения их кремнекислотой и щелочами. Гранитная магма, в свою очередь, поглощая ксенолиты, обогащается основными окислами CaO , MgO , FeO , MnO и соответственно понижает свою кислотность.

Все многообразие этого процесса последовательно прослеживается на ксенолитах габбро-диабазы, находящихся на различных стадиях переработки. На всем протяжении первоначальные минералы габбро-диабазы ведут себя как неустойчивые, подвергаясь коррозии и замещению

минералами, устойчивыми в более кислой среде. Так, например, бурая роговая обманка замещается светлозеленой, более кислой и менее железистой; кристаллы битовнита разъедаются и обрастают толстыми каемками олигоклаза. При этом возникает своеобразная зональность, представляющая собой результат не нормальной магматической кристаллизации, а постепенного замещения основной разности плагиоклаза более кислыми. Об этом свидетельствуют скелеты кристаллов битовнита, а также включения минералов основной массы, вплоть до кварца, в толстых оболочках олигоклаза. Характер образования других минералов и значительная пестрота породы свидетельствуют о том, что процессы изменения ксенолитов протекали, по видимому, в твердом или размятченном состоянии, без расплавления. Однако для всего процесса характерным является направленность его в сторону достижения равновесной системы, т. е. выравнивания состава ксенолита с окружающей магмой. Осуществлялось это, по видимому, при участии летучих компонентов и приносимого ими материала, а также путем диффузии, взаимных реакций, молекулярных перегруппировок и пр. Роль летучих при этом сводилась главным образом к созданию среды, обладающей малой вязкостью и легко доступной для обменных реакций и явлений диффузии.

О наличии в породе летучих компонентов свидетельствует повышенное количество апатита; другим важным летучим компонентом были пары воды, о чем можно судить по присутствию во всех породах амфибола, биотита, эпидота, хлорита.

Диффузионные явления между ксенолитом и окружающей его магмой не везде имели одинаковую интенсивность и скорость. Большое значение в данном случае имели размеры ксенолитов, их трещиноватость и наличие подводящих путей для диффузионных потоков. В результате мелкие ксенолиты в значительно большей степени переработаны, перекристаллизованы и по составу наиболее близки гранодиориту.

Особенно сильное изменение габбро-диабазы, до превращения его в диорит и постепенно в гранодиорит, наблюдается вдоль трещин в ксенолитах. Проникновение гранитного расплава и диффузионных потоков в трещины при еще незначительной диффузии внутрь обломков габбро-диабазы создает картину магматической брекчии. При дальнейшем процессе выравнивания составов ксенолитов и магмы, участки магматической брекчии постепенно исчезали, и в случае полной их ассимиляции получается массивная однородная порода — гранодиорит, а при неполной — остаются свидетели процесса ассимиляции в виде мелких штирообразных ксенолитов.

В обмен на получаемый из магмы щелочной и кислый материал ксенолиты отдают магме главным образом MgO , FeO , CaO , TiO_2 . Усвоение их магмой приводит к увеличению ее основности; в результате продолжающихся обменных реакций и на основе физико-химических законов, магма стремится выравнять свой химический состав, вследствие чего образующаяся система будет занимать среднее положение между исходной магмой и ксенолитами, т. е. порода будет соответствовать роговообманковому гранодиориту. Это находит также свое подтверждение в имеющихся в нашем распоряжении химических анализах всего комплекса, приведенных в табл. 9.

Из этих анализов видно, что магма гранодиорита, если считать ее производной двух крайних членов этого ряда, стала по сравнению с нормальным гранитом беднее SiO_2 , K_2O и богаче почти в два раза TiO_2 , в 2—4 раза FeO , MgO и CaO . Значительный процент MnO (0.12%) в гранодиорите также указывает на ее гибридность и участие в ее образовании основного материала. Обогащение гранодиорита Na_2O может быть объяснено тем, что в результате явлений неоднородной диффузии в ксенолиты приносится

из магмы главным образом калий, а магма обогащается в свою очередь натрием.

Однако, как видно из химических анализов и из минералогического состава, описываемый гранодиорит в значительной мере неоднороден.

Таблица 9

Химический состав пород гранитоидного комплекса

Компоненты	Мелкозерни- стый дву- слюдяной гранит, обр. № 629	Гранодио- рит, обр. № 617	Габбро-диа- баз, обр. № 64а
SiO ₂	72.3	65.46	47.98
TiO ₂	0.31	0.72	1.25
Al ₂ O ₃	14.67	15.90	18.22
Fe ₂ O ₃	1.20	1.58	3.14
FeO	1.43	3.01	5.81
MgO	0.57	2.10	8.44
CaO	1.58	4.49	9.83
MnO	0.05	0.12	0.14
Na ₂ O	2.69	4.06	2.79
K ₂ O	3.13	1.34	0.39
P ₂ O ₅	0.40	0.35	0.35
Пот. при прокалив.	1.44	1.10	1.98
Сумма . .	99.77	100.23	100.32

Кроме того, и другие вышеупомянутые факторы, как-то: зональность плагиоклазов, резорбированные реликты первичных минералов и структуры, также свидетельствуют о неустойчивом равновесии системы, о недостаточной диффузии и, может быть, незначительной глубине застывания интрузии. Повидимому, магма не обладала достаточной энергией и в особенности потребным количеством летучих, чтобы полностью ассимилировать габбро-диабазы и создать равновесную систему.

Таким образом, все описанные явления отчетливо говорят о незаконченных процессах ассимиляции, о загрязнении гранитной магмы основными породами (габбро-диабазами), а поэтому было бы неверно считать гранодиоритовый массив продуктом нормальной магматической дифференциации.

2. Гранитоиды порфировидного типа

Совершенно другим генетическим типом являются порфировидные гранитоиды.

Весь этот комплекс пород представляет собой продукт метасоматического замещения толщи сланцев, под влиянием эманаций, флюидов или легко подвижных растворов. Интересно напомнить, что такой взгляд на происхождение описываемых гранитов был высказан еще в 1904 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и позднее Д. С. Белянкиным, но тогда не получил дальнейшего развития. Весь собранный фактический материал, а также химические анализы с убедительностью показывают, что разнообразие описанных пород связано с различными стадиями процесса гранитизации сланцев и порфировидный гранит представляет собой конечный продукт этого процесса. Об этом свидетельствуют:

1) совершенно постепенные переходы гранитоидов в окружающие сланцы; 2) наличие в гранитоидах многочисленных ксенолитов сланцев, в различной степени фельдшпатизированных, с постепенными переходами в гранит; 3) неоднородность пород, местами сохраняющих полосчатую и гнейсовидную текстуру, согласную с окружающими сланцами. Столь характерную полосчатость или гнейсовидность пород порфировидного типа скорее всего следует считать реликтовой текстурой, унаследованной от сланцев, частично или полностью потерявших свой первоначальный облик.

Микроскопические наблюдения позволяют нам проследить весь ход процесса гранитизации от неизмененных сланцев до массивных гранитов, который сводится главным образом к явлениям кварцевого и полевошпатового метасоматоза.

Вблизи контакта с нормальными сланцами южной толщи преобладает кварцевый метасоматоз, в результате которого образуются различные кварц-биотитовые, кварцитовые породы и гнейсы.

По направлению на север интенсивность процесса замещения повышается и наряду с кварцевым метасоматозом возрастает полевошпатовый. который разделяется на две близкие по времени фазы.

Первоначально происходил калиевый метасоматоз, выразившийся в образовании в сланцах порфиробластов микроклина, захвативших во время роста тончайший материал сланцев, который располагается в них или концентрически, соответствуя контурам кристаллов, или линейно, сохраняя первичную сланцеватость.

Многообразие пород изученного комплекса свидетельствует о неоднородности первоначальной толщи, о различной степени ее нарушенности, а также, повидимому, о неодинаковом их положении по отношению к источнику гранитизирующих растворов.

В южной части преобладают неоднородные полосчатые породы — гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты. В северной части породы становятся более однородными и постепенно переходят в граниты, среди которых господствуют крупнопорфировидные разности.

Ориентированное расположение вкрапленников обусловлено, с одной стороны, повидимому, стрессовыми напряжениями, которые сопровождали, может быть, весь процесс гранитизации и способствовали увеличению скорости реакций и диффузии в определенном направлении, с другой стороны — сланцеватостью и слоистостью первоначальной породы, которые облегчали доступ проникающим флюидам и, таким образом, способствовали росту кристаллов в этом направлении.

Калиевый метасоматоз, повидимому, закончился инъекцией аплит-пегматитовой фации в окружающие породы и уступил свое место новому метасоматическому процессу — альбитизации, характерной для всего района, но особенно четко выраженной в породах порфировидного типа.

Натровый метасоматоз не только продолжает дальнейшее изменение породы, но захватывает также и вновь образовавшиеся порфиробласты микроклина. Наблюдаемые шахматные альбиты и пертиты скорее всего являются результатом замещения микроклина альбитом.

Значительный катаклиз пород, особенно в северной части района, сильно затухал описанные явления, но основные черты их сохранились. Гранитоидные породы порфировидного типа со всем их многообразием и постепенными переходами от сланцев через гнейсы и гранито-гнейсы в граниты, образовались, таким образом, под влиянием метасоматических процессов с привнесением и выносом вещества. Источником всех мигматизирующих растворов была, повидимому, та же гранитная магма, результатом нормальной кристаллизации которой является равномернозернистый двуслюдяной гранит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнивая два основных генетических типа гранитоидов района, можно прийти к заключению, что их образование представляет собой единый петрогенетический процесс, связанный с интрузией единой гранитной магмы.

В описываемом районе в результате преобладания процессов ассимиляции гранитной магмой основных пород типа габбро-диабаз, образовалась гибридная порода — роговообманковый гранодиорит.

В создании гранитов порфировидного типа гранитная магма как таковая непосредственного участия не принимала.

В боковые породы или кровлю интрузива, состоящую преимущественно из сланцев, магма посылала эманации или легкоподвижные растворы, богатые щелочами и кремнекислотой, которые, активно воздействуя на сланцы, постепенно превращали их в граниты.

Такая различная направленность процессов находится в зависимости от целого ряда причин, как-то: характера самих вмещающих пород, их положения по отношению к магматическому очагу, некоторых тектонических особенностей района, а также — и это может быть главное — от различной глубины, на которой эти процессы протекали. Если сопоставить современные гипсометрические уровни, на которых вскрыты породы описываемого района, то мы увидим значительную разницу в высотах, что даст нам повод предполагать, что порфировидный гранит образовался на гораздо большей глубине, чем гранодиориты.

Значительные ореолы гранитизированных пород в районе объясняются, с одной стороны, повидимому, значительной мощностью интрузивного очага, обладающего колоссальной энергией, а с другой стороны, тем, что в данном случае мы имеем периферийную зону интрузива, где процессы метасоматоза, пропитывания и инъекции проходили с наибольшей активностью. Однако способ образования древних гранитоидов в процессе гранитизации (в широком понимании этого слова), наблюдаемый нами, не представляет собой сугубо местного явления, а находит аналогов в других районах Кавказа. Так, по нашим же наблюдениям явления гранитизации весьма характерны для районов Карачая и Кабардинской АССР. В районе Псыган-су и Хызы-дона среди древних порфировидных гранитов нами наблюдались ксенолиты и прослои сланцев, в различной степени импрегнированных гранитным материалом — полевым шпатом и кварцем.

Явления ассимиляции гранитом древних сланцев, а также основных пород типа габбро и габбро-диабаз наблюдались нами на Теберде, где широко развиты гибридные породы типа гранодиорита; на Уллу-каме — мелкозернистый гранит с приближением к кровле становится неоднородным, грубозернистым и несет в себе большое количество ксенолитов биотитовых сланцев.

Кроме того, как отмечает Г. Д. Афанасьев, процессы гранитизации, т. е. контаминации, метасоматоза и диффузии, имели широкое распространение также среди гранитоидов Главного хребта и особенно характерны для порфировидных гранитов района р. М. Лабы. Однако эти процессы здесь выражены слабее, чем в нашем районе, где мы имеем дело с краевой частью гранитного массива.

Многие советские исследователи отмечают значительную роль процессов гранитизации в образовании докембрийских гранитов различных районов Союза. Н. Г. Судовиков для древних кристаллических пород устанавливает широкое развитие процессов кварцевого и полевошпатового метасоматоза, в результате которого образовались разнообразные

мигматиты и порфиоровидные граниты, представляющие крайнюю степень мигматизации.

В иностранной литературе явлениям гранитизации придают значительную роль, в особенности в образовании пород «древнего комплекса» Фенноскандии и Гренландии. Так, например, Баклунд считает, что в вопросе расчленения докембрийских пород надо исходить главным образом из эпох гранитизации. Вегман считает, что расчленение докембрия правильное производить на основании выделения определенных орогенических эпох, которые сопровождаются соответственно процессами гранитизации.

Из всего изложенного можно сделать вывод, что явления гранитизации играли существенную роль в формировании древнего комплекса Кавказа и не могут быть обойдены при расчленении так называемых «древних гранитоидов», особенно при анализе генезиса порфиоровидных гранитов и гранодиоритов, которые в большинстве случаев несут следы контаминации.

В. И. Г О Н Ь Ш А К О В А**ГРАНИТОИДЫ КРЫК-КУДУКСКОГО МАССИВА****(Северо-восточный Казахстан)**

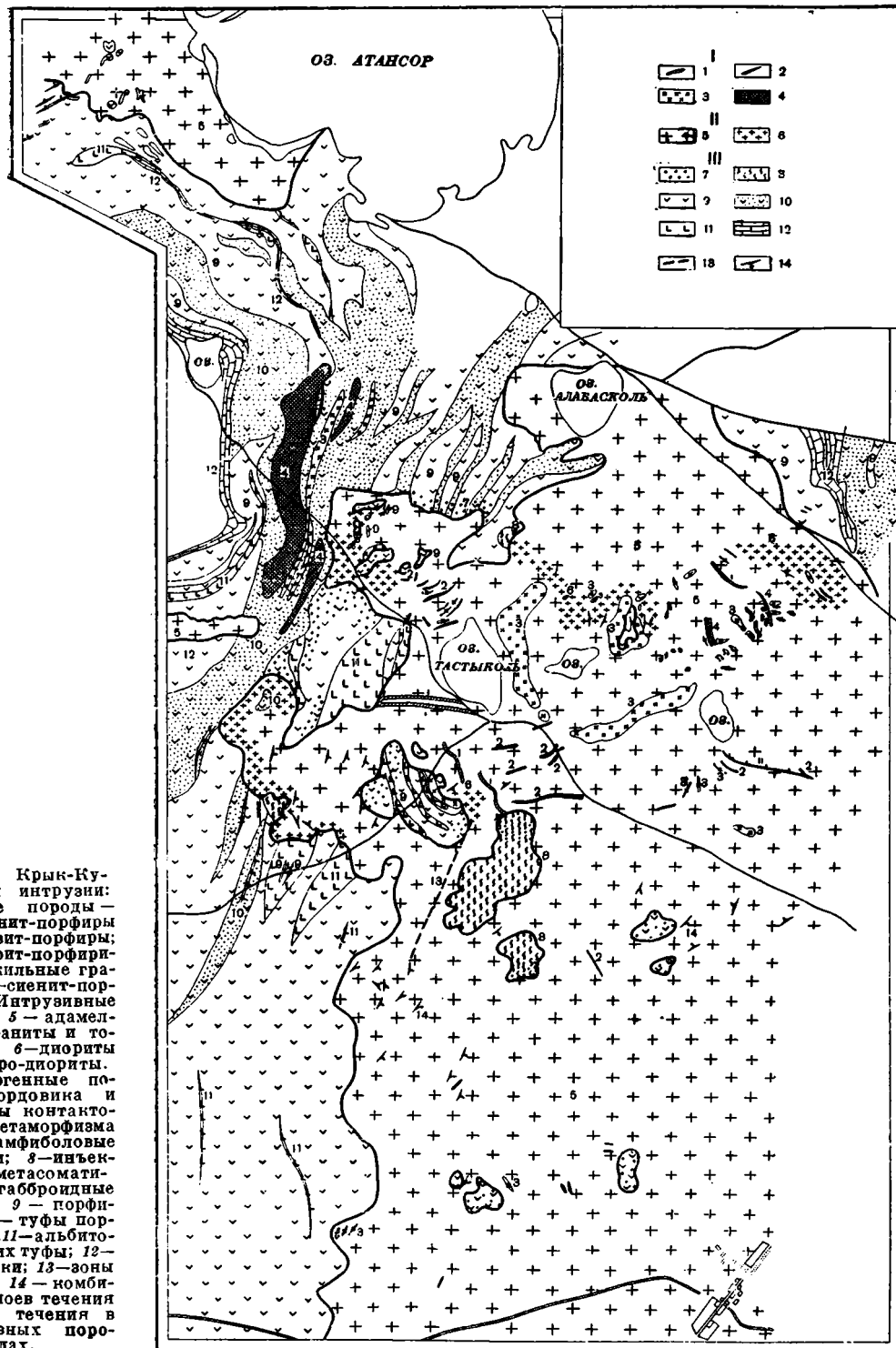
Крык-Кудукский массив в плане представляется клиновидным телом, вытянутым почти в меридиональном направлении на протяжении около 55 км, с более широкой северной частью (около 25 км) и более узким (до 5 км) южным концом. Интрузия прорывает верхнеордовичские образования, представленные эффузивными и осадочными породами карадокского яруса и слагающие западное и отчасти восточное крыло нижнепалеозойской антиклинальной структуры. Массив вытянут в общих чертах согласно с простиранием вмещающих нижнепалеозойских образований. Породы кровли, представленные эффузивно-осадочными образованиями ордовика и образующие толщи мощностью до 1 км, часто на большом пространстве как бы срезаны почти под углом 90° к простиранию внедрившейся гранодиоритовой массой (фиг. 1).

Вмещающие интрузию породы представлены главным образом рогово-обманково-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми и пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами, туфогенными песчаниками и алевроитами, относимыми к верхам ордовика — к карадоку. Подстилающими породами и самым нижним комплексом в описываемом районе являются ишмы, альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы, относимые к низам ордовика (ландейльский ярус). Породы кембрия — протерозоя (предположительно) вскрываются на юго-востоке от массива и представлены кварцитами и слюдяно-кварцитовыми сланцами. Порфириты и туфогенные песчаники карадока на контакте с массивом во многих случаях превращены в роговики. Ширина зон ороговикования непостоянна и колеблется от нескольких десятков метров до 1 км, причем западный контакт обычно содержит более узкую зону ороговикования, чем восточный и юго-восточный, что свидетельствует о более крутом западном контакте интрузивного тела. Это непостоянство ширины зон ороговикования (преимущественно от 100 до 500 м) может также указывать на неустойчивость углов падения контактов интрузивного тела. Нередко участки роговиков площадью от нескольких десятков квадратных метров до 2 км² можно наблюдать и внутри массива как сохранившиеся провесы кровли.

Извилистость границ интрузивного тела и наличие внутри массива больших площадей роговиков могут быть объяснены неглубоким эрозийным срезом интрузии.

Сравнительно широкие ореолы экзоконтактных изменений (до 1 км и больше), неровные извилистые очертания контуров массива и глубокие

Породы Крым-Кудукской интрузии: жильные породы — 1 — гранит-порфиры и фельзит-порфиры; 2 — диорит-порфиры; 3 — жильные граниты; 4 — сиенит-порфиры. Интрузивные породы: 5 — адамеллиты, граниты и тоналиты; 6 — диориты и габбро-диориты. Вулканогенные породы ордовина и продукты нонтантового метаморфизма их: 7 — амфиболовые роговики; 8 — инъекционно-метасоматические габброидные породы; 9 — порфиры; 10 — туфы порфиритов; 11 — альбитофиры и их туфы; 12 — известняки; 13 — зоны сматия; 14 — комбинация слоев течения и линий течения в интрузивных породах.



Фиг. 1. Схема геологического строения района северной части Крым-Кудукского гранодиоритового массива.

Составили В. С. Коптев-Дворянников, В. И. Гоньшакова, О. С. Полковой

заливы кровли могут свидетельствовать о пологом залегании кровли интрузивного тела. Залегание массива — в северной и северо-западной его части среди пород карадокского яруса, с интрузивными рвущими контактами, а на юге и юго-востоке среди яшм ландейля, без интрузивных контактов, — позволяет предполагать межформационный его характер.

Главная фация массива представлена породами гранодиоритового ряда — тоналитами и адамеллитами. Выходы диоритов и габбро-диоритов имеют подчиненное значение и приурочены главным образом к эндоконтактовым зонам интрузии. Кроме того, в исследованном районе наблюдаются породы габброидного состава, располагающиеся обычно вне интрузии и слагающие изолированные выходы среди вмещающих пород. Более ранние исследователи (З. М. Усачева) эти породы относили к нормальному габбро. Имеющиеся наблюдения позволяют нам высказать иную точку зрения на их происхождение.

В окрестностях оз. Тастыколь (фиг. 1) породы габброидного состава слагают в рельефе сопки высотой от 10 до 75 м с хорошими коренными выходами. По внешнему виду это типичные темнозеленые средние и крупнозернистые габбро, иногда с крупными, до 4—5 см в длину, порфировидными выделениями пироксена, обычно амфиболизированного. Породы очень неоднородны, часто имеют такситовое строение с крупнокристаллическими обособлениями пегматоидного облика. Нередко породы рассечены рядом прожилков, выполненных агрегатом мелких зерен роговой обманки. Породы разбиты трещинами отдельности меридионального и широтного простирания.

Под микроскопом породы характеризуются неоднородностью и крупнокристаллической, чаще всего неравномернозернистой гранобластической структурой. В них наблюдаются меланократовые участки, сильно насыщенные амфиболом или биотитом, и лейкократовые участки, состоящие из плагиоклаза с незначительной примесью амфибола и рудного минерала. Границы между этими участками то резкие, то с постепенными переходами. Количественные минералогические подсчеты этих пород дают следующие результаты (табл. 1).

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород габброидного состава
(в объемн. %)

№ обр.	Название породы	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные минералы (титанит, рудный)
1191	Габброидная меланократовая порода . .	35.63	0	5.36	52.85	6.13
1140	Габброидная порода . .	73.84	8.0	4.5	11.82	1.82
1217	» » . .	56.40	1.73	0.90	40.0	0.97

Плагиоклаз, слагающий породы, представлен чаще всего лабрадором № 50—55 ($\perp 010 \text{ Нр} : 010 = \angle 28-30^\circ$) и лишь в виде исключения — битовнитом № 70 ($\perp 010 \text{ Нр} : 010 = \angle 40^\circ$). Он образует крупные призматические выделения размером до 1.5×2.5 мм с резко выраженными полсинтетическими двойниками, иногда по альбитовому, а чаще по периклиновому закону.

Плагноклаз обычно свежий и лишь в редких случаях бывает соскритизирован. Местами по плагноклазу развиваются крупные чешуйки мусковита. В плагноклазе, как правило, наблюдается значительное количество включений кварца и роговой обманки; зерна последней длинной стороной ориентированы в различных направлениях. Нередко можно наблюдать явления замещения плагноклаза роговой обманкой; замещение начинается с периферии зерна и постепенно проникает внутрь по имеющимся трещинкам спайности, приурочиваясь главным образом к трещинкам, идущим по [010], иногда же амфиболизация распространяется равномерно на все зерно, и от плагноклаза остаются лишь редкие, неправильные по форме участки. Нередко можно наблюдать прорастание минерала другим или, что чаще, обрастание плагноклаза роговой обманкой, создающей род оторочки вокруг крупных выделений плагноклаза.

Крупнозернистые меланократовые скопления в породах образованы редкими, сохранившимися от амфиболизации зернами пироксена диопсид-геденбергитового ряда, но главным образом крупными, до 5—8 мм в длину, выделениями роговой обманки с сильно изрезанными окончаниями их призм. По оптическим свойствам она отвечает обыкновенной зеленой роговой обманке, вероятно, с несколько повышенным содержанием натрия, с чем и связано появление в ее окраске синеватых тонов. Местами наблюдается активолитизация роговой обманки.

Характерной особенностью пород является незначительное развитие в них аксессуарных минералов, среди которых наибольшим развитием пользуются рудный и титанит.

Рудный минерал избирательно приурочен к скоплениям роговой обманки.

Описанные взаимоотношения минералов в породах свидетельствуют, во-первых, об отсутствии в них магматических структур — они обладают бластическими структурами, и, во-вторых, о том, что образование описанного агрегата не было вполне одновременным, а отвечало некоторому отрезку времени: в более ранние этапы были устойчивы основной плагноклаз и пироксен, тогда как более поздние моменты отвечали условиям равновесия, благоприятствующим появлению роговой обманки. Об этом свидетельствуют уже ранее отмеченные явления замещения пироксена и плагноклаза амфиболом.

Наблюдаемые среди габброидных пород более лейкократовые и, обычно, более крупнозернистые участки отличаются главным образом наличием среднего плагноклаза ряда олигоклаза № 27—28, развитием значительного количества кварца и появлением калиевого полевого шпата — микроклина. Количественные минералогические подсчеты для них дали следующие результаты (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Количественно-минералогический состав лейкократовых участков габброидных пород

(в объемн. %)

№ обр.	Название породы	Плагноклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Аксессуарные
11926	Лейкократовый участок среди габброидных пород	55.49	9.92	0.40	26.54	7.64

Кварц в породах образует неправильные зерна до 2—2.5 мм в поперечнике; таких же размеров достигают и зерна плагиоклаза-олигоклаза № 25, иногда слабо зснального и нередко антипертитизированного. При образовании антипертита двойниковое строение сохраняется лишь в виде прерывистых отдельных участков. Калиевый полевой шпат развивается также в виде редких мелких таблитчатых образований в мелкозернистой массе породы, выполняющей интерстиции между большими зернами плагиоклаза и кварца и состоящей преимущественно из роговой обманки и рудного минерала с подчиненным развитием мелких зерен кварца и плагиоклаза. Крупные зерна олигоклаза обычно серицитизированы, раздроблены и с периферии сильно корродированы мелкозернистым агрегатом. Мелкозернистый плагиоклаз, наоборот, совершенно чист, с резко выраженным двойниковым строением по карлсбадскому или чаще, по периклиновому закону; он, как правило, является более основным и отвечает андезину № 34—36.

Роговая обманка развита в виде длинных призм с извилистыми неровными окончаниями и, как правило, содержит большое количество пойкилитовых включений кварца. Кристаллы ее срastaются в виде сноповидных агрегатов или располагаются под различными углами друг к другу, отчего получается тип шахматного угасания. Роговая обманка окрашена в интенсивно зеленый цвет с синими оттенками. В ней наблюдаются мелкие включения апатита.

Таким образом, для лейкократовой разновидности характерны следующие черты:

1. Наличие бластических структур.
2. Присутствие двух генераций одних и тех же минералов, как кварца и плагиоклаза, образующих более мелкозернистый агрегат и более крупнозернистый.
3. Состав крупнозернистого агрегата главным образом из кварца и плагиоклаза-олигоклаза (№ 25), следовательно, более кислый, чем состав более мелкозернистого, который содержит более основной плагиоклаз-андезин № 34—36 и большое количество амфибола.
4. Коррозия более крупнозернистого агрегата мелкозернистой массой, свидетельствующая об отсутствии равновесия между ними.

В 5 км южнее оз. Тастыколь среди описанного типа габброидных пород наблюдаются участки, в которых как макроскопически, так и под микроскопом отчетливо заметны реликты пород кровли с ясно сохранившейся обломочной структурой, особенно хорошо проявленной на выветрелых поверхностях.

Такие же остатки кровли наблюдаются и среди описанных габброидных пород на контакте с гранодиоритами Крык-Кудукского массива; они нередко имеют линзовидную форму, длиной до 10—15 м и шириной до 1.5—2 м.

Породы представлены расщепленными и сильно ороговикованными порфиритоидами, образовавшимися, как показали микроскопические исследования, за счет порфиритов и их туфов.

Переходы между ними и габброидными породами преимущественно постепенные и лишь иногда резкие. Обычно наблюдается следующая картина: при приближении к породам габброидного типа в порфиритоидах появляется резкая неоднородность в структуре, проявляющаяся в пятнистости с чередованием то более светлых участков, то более темных и крупнозернистых. Рассматривая в отдельности те и другие участки под микроскопом, мы констатируем ту же картину резкой неоднородности в структурах — крупнозернистые участки чередуются с мелкозернистыми, причем размеры их зерен иногда отличаются друг от друга в 1.5—2 десятка раз.

Под микроскопом порфириитоиды характеризуются порфиробластической структурой; порфиробласты в них представлены резко зональным лабрадором № 60—68 в центральных частях с более кислой периферией до № 55, sdвойникованным большей частью по карлсбадскому закону.

Порфиробласты плагиоклаза достигают 1.5—2 мм в длину, образуя неправильные кучные скопления из двух-трех зерен, ориентированных в разнообразных направлениях. В центральных частях они иногда сосюритизированы, а с периферии в очень сильной степени резорбированы мелкозернистым агрегатом амфибола, окрашенного в темнозеленый цвет с синеватым оттенком и резким плеохроизмом от темносине-зеленого по Ng до зеленого и светлозеленого по Nr.

Местами мелкозернистые агрегаты роговой обманки образуют как бы глазки, линзы, представляя своего рода «псевдоморфозы» по ранее бывшим вкрапленникам цветного минерала.

Основная ткань породы нацело перекристаллизована и представляет роговиковый агрегат, состоящий из мелких неправильных или округлых зерен кварца, призмочек или неправильных выделений роговой обманки и рудных частиц. Нередко роговая обманка скопляется в полосах шириной до 0.5—0.8 мм, и к этим участкам, как правило, бывают приурочены прожилковидные обособления сравнительно крупнозернистого агрегата кварца. В подчиненном количестве развиты мелкие чешуйки биотита и выделения плагиоклаза, образующих, сравнительно с кварцем и роговой обманкой, зерна значительно больших размеров. В основной ткани плагиоклаз отвечает составу порфиробластов, т. е. колеблется от лабрадора № 60 до битовнита № 70. Из аксессуарных минералов, помимо рудного, встречается апатит. Роговиковая ткань породы в местах соприкосновения с порфиробластами плагиоклаза как бы обтекает последние, образуя род флюидальной текстуры. Из вторичных минералов в прожилках, рассекающих породы, наблюдается хлорит, реже эпидот.

Вкратце, подводя итоги, можно отметить следующее:

1. По мере приближения к интрузии породы кровли (порфириды и измененные их туфы) претерпевают превращение в роговики; местами последние приобретают резко-неоднородный характер с образованием крупнозернистых участков, а местами они превращаются в более или менее равномернозернистые агрегаты.

2. Наблюдаются явления привноса материала со стороны интрузии, на что указывает появление мелкочешуйчатого, нередко тонкораспыленного по всей ткани породы, биотита, наличие прожилковидных обособлений кварца и появление в габброидных породах калиевого полевого шпата.

3. Отмечаются проявления различных ступеней одного метасоматического процесса, но в разные моменты, о чем свидетельствует одновременное присутствие плагиоклаза более кислого (№ 27) и кварца и плагиоклаза более основного (№ 34—36) (см. минералогический состав лейкократовых габброидных пород, описанных выше).

Переходя к рассмотрению главной интрузивной фации Кырк-Кудукского массива — адамеллитам и тоналитам с подчиненным развитием диоритов и гранитов, отметим для них следующие характерные черты: с одной стороны — резкую неоднородность в минералогическом составе в пределах отдельных участков массива, а с другой — определенную общую закономерность в распределении более кислых и более основных разновидностей пород. Если рассматривать массив от периферии к центру, то можно наблюдать явное покисление пород от диорито-тоналитовых разновидностей до адамеллитов и даже нормальных гранитов в центре массива. Все эти типы пород связаны между собой большей частью постепенными переходами и, в сущности, отличаются непостоянством в содержании кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

По внешнему виду тоналиты и адамеллиты почти неотличимы; в последних отмечается лишь несколько меньшее содержание цветных минералов и более крупнозернистый характер строения. Макроскопически и те и другие породы светлосерые, равномернозернистые или слегка порфировидные, содержащие обычно крупные порфировидные выделения плагиоклаза.

Под микроскопом адамеллиты состоят из кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза, биотита и роговой обманки. Структура пород гипидиоморфнозернистая, часто неравномернозернистая. Наиболее крупные выделения представлены олигоклазом, обычно зональным, с количеством зон, достигающим 10—12. Содержание анортитовой молекулы в них увеличивается от № 28 близ периферии до № 40 в центре. Олигоклаз чаще всего сдвойникован по карлсбадскому закону. В центральных частях плагиоклаз обычно настолько серицитизирован, что трудно определить его состав. Он образует в большинстве случаев зерна короткопризматической формы длиной до 2.5 мм. Калиевый полевой шпат, содержащийся в породе в незначительном количестве, образует зерна более мелких размеров, не превышающие 1 мм, и в большинстве случаев представлен решетчатым микроклином. Между крупными выделениями плагиоклаза и калиевого полевого шпата располагается несколько более мелкозернистый агрегат минералов, состоящий преимущественно из кварца, плагиоклаза № 22—25 (несколько более кислого состава, чем охарактеризованный выше плагиоклаз), иногда редких зерен калиевого полевого шпата и довольно значительного количества цветных минералов, главным образом короткопризматической буровато-зеленой роговой обманки, реже биотита. Последний, как правило, развивается путем замещения роговой обманки. Роговая обманка описываемой разновидности адамеллитов обладает обычным буровато-зеленым цветом с плеохроизмом по Ng в темнобуровато-зеленых тонах и по Nr в светлозеленовато-бурых. В указанном агрегате минералы находятся в гипидиоморфно-зернистых отношениях между собой и местами корродируют краевые части более крупных выделений олигоклаза I и калиевого полевого шпата I, иногда проникая внутрь их зерен по трещинкам. Характерна избирательная приуроченность акцессорных минералов — рудного минерала, апатита и титанита, к скоплениям роговой обманки; выделения титанита достигают 0.6 — 0.8 мм в поперечнике.

Породы обычно катаклазированы с образованием тонких трещинок дробления, особенно в более крупных выделениях плагиоклаза; кварц угасает резко-волнисто.

Адамеллиты, как показывают приведенные количественные минералогические подсчеты (табл. 3), не являются однородными: как состав, так

Таблица 3

Количественно-минералогический состав адамеллитов

(в объемн. %)

№ обр.	Название породы	Плагиоклаз	Кварц	Калиев. полевой шпат	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные (апатит, титанит, рудный)
1182	Адамеллит	33.02	48.81	13.77	3.97	0.23	0.17
1183	»	50.93	30.69	5.68	11.00	1.34	0.33
11496	»	43.10	21.79	20.00	3.55	8.91	2.65
1138	»	54.73	6.18	4.37	15.32	19.15	0.22

и структура их иногда на довольно коротких расстояниях быстро меняются. Наблюдаются разности с довольно большим содержанием роговой обманки за счет уменьшения, главным образом, кварца (обр. № 1138). В этих разностях адамеллитов развитие роговой обманки происходит в виде резко удлиненных призматических выделений, участками даже игловидных, с сильно изрезанными извилистыми окончаниями, что, как мы видели, характерно также и для габброидных пород инъекционно-метасоматического происхождения. Иногда в этих крупных, достигающих в длину 3—3.5 мм длиннопризматических выделениях роговой обманки находятся включения небольших призмочек олигоклаза № 22 или пойкилитовые неправильные по форме зерна кварца. Участками можно наблюдать, как роговая обманка проникает внутрь зерен плагиоклаза по мельчайшей сети трещинок, местами образуя раздувы и замещаая, таким образом, почти нацело отдельные части зерен плагиоклаза.

Оптические свойства данной роговой обманки несколько отличны от таковых роговой обманки первой разновидности адамеллитов, описанных выше. Здесь она имеет не буровато-зеленую окраску, как в первом случае, а характерную яркую синевато-зеленую окраску с плеохроизмом от темно-синие-зеленого по Ng до светло-буровато-желтого по Nr и, как правило, характеризуется развитием полисинтетических двойников. Как мы видели выше, развитие такой роговой обманки характерно для пород инъекционно-метасоматического типа. Роговая обманка часто образует скопления, располагающиеся в беспорядке, и часто приурочена к промежуткам между более крупными зернами плагиоклаза. Плагиоклаз в крупных выделениях в данной разновидности адамеллитов также характеризуется нередко зональным строением с более основным ядром в центре (№ 28) и более кислым по периферии (№ 22). В более мелких выделениях, относимых к II генерации, плагиоклаз в составе постоянен и отвечает олигоклазу № 23 ($\angle 010 = \angle +3^\circ$). Плагиоклаз II генерации обычно свежий, не изменен вторичными процессами и характеризуется резко выраженным двойниковым строением по периклиновому закону. Как мы видели выше, плагиоклаз I и II генераций первой разновидности адамеллитов (см. описание выше) более основной, чаще всего сдвойникован по карлсбадскому закону и нередко сильно изменен процессами серицитизации, иногда до полного исчезновения двойникового строения.

Граниты пользуются в строении Крым-Кудукского интрузивного тела незначительным развитием и слагают преимущественно его центральные части. Они отличаются от адамеллитов значительным развитием калиевого полевого шпата (микроклина) за счет уменьшения содержания роговой обманки и развитием биотита вместо последней. Граниты относятся к разряду нормальных роговообманково-биотитовых разностей с крупной и равномернозернистой структурой. В табл. 4 приводим количественно-минералогический подсчет наиболее распространенного и характерного образца гранитов.

Таблица 4

Количественно-минералогический состав гранита
(в объемн. %)

№ обр.	Название породы	Плагиоклаз	Кварц	Калиев. полевой шпат	Биотит	Роговая обманка	Амцессорные (анатит, титанит, рудный)
1123	Гранит	14.75	39.38	41.57	4.09	0	0.20

Под микроскопом структура гранитов характеризуется обычными гипидиоморфнозернистыми соотношениями минералов. Для них характерны две резко выраженные генерации минералов с большим количеством микропегматоидных образований. Плагиоклаз отвечает составу олигоклаза № 25—27 ($\perp 010 = \angle +8 - 10^\circ$) и в большинстве случаев бывает антипертитизирован и частично серицитизирован. В более редких случаях встречаются зональные плагиоклазы с более основным ядром (№ 26—27) и более кислой периферией (№ 22), с расплывчатыми, нерезкими границами и с количеством зон, не превышающим двух-трех.

Взаимоотношения слагающих породу минералов и, в частности, идиоморфизм (хотя и слабо проявленный) плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату позволяют предполагать первоначальное выделение из магматического расплава плагиоклаза. Затем шло образование калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Биотит и роговая обманка обычно корродируют плагиоклаз и в свою очередь разъедаются кварцем.

Таким образом, кварц кристаллизуется последним, выполняя промежуточные между более крупными выделениями плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита.

В гранитах, так же как и в адамеллитах, широко развит катаклаз, сказывающийся в волнистом угасании кварца и в смещении отдельных участков крупночешуйчатого биотита по [001].

Наблюдаются почти чисто калиевые (микроклиновые) разности гранитов, в которых содержание плагиоклаза иногда сходит к нулю. Как показали микроскопические исследования, образование их следует связывать с нацело прошедшим процессом антипертитизации.

Следующая серия пород, развитая в пределах Крык-Кудукской интрузии, — это тоналиты и кварцевые диориты, в меньшей степени диориты и габбро-диориты. Вся эта серия более основных пород приурочена преимущественно к краевым частям массива, образуя как бы ореол, достигающий местами ширины 0.5 км, с закономерным покислением в расположении указанного ряда пород по направлению к центру. Вместе с тем следует отметить, что указанные разновидности встречаются в небольших выходах и среди адамеллитов, слагая небольшие по площади и неправильные по форме участки; переходы их в адамеллиты то совершенно постепенные, то очень резкие. Наиболее широко развиты среди них тоналиты и кварцевые диориты, в меньшей степени диориты и габбро-диориты. Первые две разновидности трудно отличимы как друг от друга, так, в особенности, и от окружающих их адамеллитов, притом не только в поле, но и под микроскопом, и при разделении приходится руководствоваться количественными минералогическими данными (табл. 5).

Породы № 4 и 6 взяты из краевых частей массива, порода № 2 — из отдельного небольшого выхода, остальные породы — из центральных частей массива.

Как видно из минералогических подсчетов, указанная серия пород отличается главным образом по содержанию калиевого полевого шпата, кварца и роговой обманки. В тоналитах, сравнительно с диоритами, значительно выше содержание кварца и ниже содержание роговой обманки. Микроклин или совершенно отсутствует, или его количество не превышает 5% общего объема пород.

Под микроскопом структура диоритов и тоналитов очень близка и большей частью отвечает гипидиоморфнозернистой: в более основных разностях — диоритах и габбро-диоритах — она отвечает офитовой; тоналиты и кварцевые диориты обычно равномернозернистые с зернами до 2 мм в поперечнике.

Плагиоклаз в этих породах образует выделения призматической формы обычно свежие, с ясно выраженным двойниковым строением по перикли-

Количественно-минералогический состав адалеллитов-тоналитов-диоритов¹
(в объемн. %)

Название минералов	Диориты		Кварцевые диориты	Тоналиты				Адалеллиты ²		
	2	4		17	20	23	30	30.69	21.79	48.81
Кварц	53	62	8	62	55	54	51.5	50.93	43.10	33.02
Плаггиоклаз . . .	—	—	69	5	—	—	—	5.68	20.00	13.77
Микроклин	7	1	12	5	10	—	10	11.00	3.55	3.97
Биотит	37	33	10	11	15	21	8	1.34	8.91	0.23
Роговая обманка										
Акцессорные минералы (рудные, апатит, титанит)	1	—	1	1	—	2	0.5	0.33	2.65	0.17

¹ Количественные минералогические данные № 1—7 взяты из работы З. М. Усачевой, остальные пересчитаны автором.

² Адалеллиты включены на основании данных табл. 3.

новому, или карлсбадскому, закону. По оптическим свойствам плаггиоклаз отвечает андезину, который нередко бывает зональным с количеством зон до 20—25 и содержанием анортитовой молекулы, увеличивающимся к центру от № 23 до № 32. В центральных частях плаггиоклаз иногда подвергается слабой серицитизации. Более мелкие выделения плаггиоклаза, включенные в роговую обманку или заполняющие трещинки в крупных выделениях плаггиоклаза, по составу более основные и отвечают андезину № 36—38 ($\perp 010 = \angle +16 - +18^\circ$). Характерно, что наиболее крупные выделения плаггиоклаза (особенно зональные) обнаруживают признаки сильного дробления — тончайшие трещинки в них бывают выполнены тонкочешуйчатым серипитом. Нередко плаггиоклаз в направлении [001] смещен, вследствие чего получается волнистый характер угасания. Роговая обманка, широко развитая в породах, большей частью образует крупные скопления, приуроченные преимущественно к промежуткам между крупными зернами плаггиоклаза, или разъедает выделения плаггиоклаза, проникая глубоко внутрь их зерен.

В отдельных случаях наблюдается развитие роговой обманки на месте плаггиоклаза. Роговая обманка наблюдается двух видов: а) буровато-зеленая с плеохроизмом от темнобуровато-зеленой по Ng до светлбурой по Nr и б) сине-зеленая и с плеохроизмом от темносиневато-зеленой по Ng до светложелто-зеленой по Nr. По оптическим свойствам обе разновидности отвечают обыкновенной роговой обманке, отличаясь, по видимому, несколько по химическому составу (повышенное против обычного содержание натрия в синевато-зеленой разновидности). Синевато-зеленая роговая обманка образует преимущественно резко удлиненные кристаллы, иногда до 0.3—0.4 мм в ширину и до 2—2.5 мм в длину, имеющие сильно изрезанные окончания; бурая роговая обманка большей частью образует короткопризматические выделения. Известны случаи замещения роговой обманки актинолитом.

В тесной ассоциации с синевато-зеленой роговой обманкой находится большое количество (иногда до 4—5% общего объема породы) апатита, титанита и рудного минерала. Выделения их, особенно титанита, в ряде случаев достигают 1 мм в поперечнике.

Биотит, как правило, развивается в тесной ассоциации с роговой обманкой, реже он наблюдается в виде отдельных разобренных чешуек.

Кварц по размерам уступает выделениям плагиоклаза раза в два и обычно заполняет промежутки между его зернами.

Породы более основного габбро-диоритового ряда характеризуются развитием офитовой структуры и еще более основным плагиоклазом-лабрадором № 50—55; в одном случае был встречен битовнит № 75. Плагиоклазы очень свежие, с ясно выраженными, чаще всего периклиновыми двойниками. Содержание роговой обманки достигает 40 и более процентов за счет полного исчезновения кварца.

Для указанного ряда пород, включая и адамеллиты, характерно присутствие довольно большого количества ксенолитов диоритового облика, имеющих от 1—2 до 15—20 см в длину; форма ксенолитов большей частью удлинённая, эллипсоидальная. Границы ксенолитов отчетливые, резкие. При выветривании они хорошо заметны на поверхностях, образуя темные выступы. Содержание ксенолитов и распределение их в породах весьма неравномерны. Ксенолиты, встречающиеся совместно, часто отличаются в деталях структуры, количестве цветных минералов и т. д. В выходах включающих их пород с признаками плана параллельной текстуры ксенолиты обычно вытянуты в направлении намечающегося параллелизма. Изредка в ксенолитах наблюдаются реликты первоначальных структур, свидетельствующие о том, что они образовались из пород кровли. Последние, очевидно, были захвачены и переработаны в роговики, иногда с превращением в крупнозернистые роговообманковые породы.

По составу ксенолиты отвечают диоритам, а иногда горблендитам. Они содержат очень большое количество обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза, изредка также зерна пироксена и чешуйки биотита. Содержание роговой обманки и плагиоклаза примерно одинаковое и в сумме составляет до 80—85% всего объема. Плагиоклаз очень свежий, образует крупные ксеноморфные зерна с резко выраженными полисинтетическими двойниками; по составу отвечает основному андезину № 46—48.

Роговая обманка большей частью образует агрегаты мелких зерен неправильной или округлой формы. Изредка наблюдающиеся более крупные выделения роговой обманки обычно находятся в тесном срастании с плагиоклазом; наиболее мелкие выделения роговой обманки нередко образуют пойкилитовые вроски в последнем.

Как уже отмечалось выше, все разновидности пород, слагающих Кырк-Кудукскую интрузию, сильно катаклазированы. При этом в ряде случаев можно наблюдать общее дробление пород, трещины в которых выполнены главным образом мелкозернистым агрегатом вторичного кварца или мелкочешуйчатым хлоритом и мусковитом, в более редких случаях эпидотом.

Наряду с указанным проявлением катаклаза пород, для последних еще более характерны и более широко распространены случаи протоклаза отдельных минералов, главным образом крупных выделений плагиоклаза и кварца; последний обычно резко волнисто угасает, тогда как плагиоклаз бывает сильно деформирован, смещен по оси [001] и проявляет при этом волнистое угасание. Иногда наблюдается полный разрыв кристаллов плагиоклаза и смещение их в направлении, перпендикулярном оси [001]. Характерно, что к этим трещинкам смещения часто приурочены мелкозернистые недеформированные выделения кварца и плагиоклаза, выделившиеся, несомненно, в более позднюю фазу кристаллизации. Эти явления позволяют предполагать наличие двух этапов динамометаморфизма:

1) В момент кристаллизации первой, главной части магматического расплава, давшей наиболее крупнозернистые выделения; этот момент кристаллизации мог совпадать с продолжавшимися движениями магматической массы и отразиться на строении уже сформировавшихся кристаллов. Кристаллизовавшаяся остаточная часть магматического расплава,

давшая более мелкозернистый агрегат минералов, без каких-либо, даже малейших следов протоклаза, уже не была захвачена этими динамическими подвижками.

2) Следующий по времени момент динамических нарушений является значительно более поздним, когда породы были консолидированы; катаклиз в них сказался главным образом в образовании трещинок, выполненных минералами автогидротермальной фазы: серицитом, хлоритом, вторичным кварцем.

Таким образом, если проследить всю совокупность явлений, которые определяют характер слагающих Кырк-Кудукскую интрузию пород, для некоторых из них можно отметить необычные для нормальных магматических пород черты как с точки зрения их минерального состава, так и их макро- и микроструктур.

Нормально кристаллизующимися магматическими породами, как показали описанные выше структурные соотношения минералов и их состав, являются лишь граниты; адемантиты, тоналиты и диориты, по всей вероятности, являются уже гибридными образованиями. Об этом свидетельствуют следующие факты:

а) Характерное такситовое строение вышеуказанной группы пород (адемантитов, тоналитов, диоритов).

б) То постепенные, то очень резкие и частые переходы одних пород в другие (адемантитов в тоналиты, а последних в диориты).

в) Характерное кучное распределение цветных минералов с преимущественным развитием среди них роговых обманок.

г) Специфическое развитие синевато-зеленых разновидностей роговых обманок, содержащих, повидимому, несколько повышенное количество натрия сравнительно с буровато-зелеными роговыми обманками, наблюдаемыми в нормальных магматических породах (в нашем случае в гранитах).

д) Отсутствие в адеманлитах, тоналитах и диоритах явлений антипертизации, в противоположность гранитам, в которых эти явления широко развиты.

е) Развитие в адеманлитах, тоналитах и диоритах плагиоклазов с резко выраженной и многочисленной зональностью (количество зон достигает 20—25), в противоположность гранитам, в которых зональность обычно слабо проявлена и количество зон не превышает трех-четырех. Это обстоятельство, с одной стороны, может свидетельствовать о кристаллизации гранитной магмы в нормальных, спокойных условиях и, с другой стороны, о формировании указанного ряда магматических гибридных пород из расплава, богатого летучими компонентами (насыщенность пород апатитом, титанитом) при быстро меняющихся условиях, так как иначе трудно объяснить крупнозернистое строение их и частую и резкую зональность их плагиоклаза.

Появление указанного ряда магматических гибридных пород, главным образом в периферической части массива, следует объяснять, по всей вероятности, явлениями взаимодействия интрузии с породами кровли, с загрязнением ее краевой части в результате реакций инъекционных процессов, диффузии и т. п.

О. С. ПОЛКВОЙ

ОБРАЗОВАНИЕ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД КИСЛЫХ ИНТРУЗИЙ

(Центральный Казахстан)

Многочисленные указания в отечественной и иностранной литературе на локальную связь месторождений полезных ископаемых с жильными породами начинают в последнее время привлекать внимание геологов. Однако ни в русской, ни в иностранной литературе мы не встретили работ, которые освещали бы весь комплекс вопросов, связанных с формированием жильных пород. Между тем обобщение материалов по богатой и разнообразной серии жильных пород Центрального Казахстана позволило нам выявить в этом отношении ряд интересных закономерностей.

В настоящую статью вошли собранные нами материалы по геологии жильных пород кислых интрузий Центрального Казахстана, причем описываются только те жильные породы, дайки которых залегают в пределах интрузивных массивов. Дайки пород кровли не рассматриваются.

Нами изучены жильные породы 16 массивов девонского (поздне-каледонского) и 14—верхнепалеозойского возраста.

Было установлено, что, несмотря на различный возраст, жильные породы этих интрузивов ни по внешнему виду, ни по минералогическому или химическому составу не имеют никаких специфических особенностей. В связи с этим перед нами встал вопрос, имеется ли в таком случае какое-либо различие в самом ходе образования жильных пород разновозрастных интрузий. С этой целью мы тщательно прослеживали в поле взаимные контакты даек, их пересечения и изучали встречающиеся в них ксенолиты. В результате с несомненностью было установлено, что в ходе образования жильных пород (независимо от возраста вмещающих их интрузивов) следует строго различать два этапа, которые часто разделены гидротермальной фазой появления кварцевых жил.

К первому этапу относятся дайки жильных гранитов, аплитов и пегматитов; ко второму, более позднему,—разнообразная серия жильных пород, среди которых встречаются: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые микродиориты, кварцевые диорит-порфириты, микродиориты, диорит-порфириты, габбро-порфириты, габбро-диабазы и лампрофиры, представленные спессартитами.

Изучение возрастных соотношений среди серии даек второго этапа показало, что здесь существует определенная, нигде не нарушаемая закономерность постепенного во времени изменения состава жильных пород

№ по пор.	Девонские массивы						
	Название массива	Форма	Залегание в геологической структуре	Породы массива	Жильная серия 1 ^{го} этапа	Жильная серия 2 ^{го} этапа	Плутон. порф.
1	Беркутинский	Нет данных	В анти-клинали	Биотитовые граниты	Микрограниты, аплиты	Нет	Нет
2	Авалы и Куадырский	Батолит	Нет данных	Биотитовые и рогово-обманковые граниты	Гранит-порфиры, Аплиты, Пегматиты	Нет	Нет
3	Степняковский	Сателит	На окончании синклинали	Центр массива - граниты и гранодиориты, периферия - диориты и габбро	Граниты, Пегматиты, аплиты	Гранодиорит-порфиры, микродиориты, Диорит-порфиры, Габбро-порфиры	Нет
4	Улутавский	Нет данных	В ядре брахиклинали	Аляскинские граниты и гранит-порфиры	Аплиты, Пегматиты	Гранит-порфиры	Нет
5	Джаскы-Аргантаинский	Батолит	В ядре анти-клинали	Аляскинские граниты и гранит-порфиры	Аплиты	Гранит-порфиры, Сиенит-порфиры	Нет
6	Сандыктасский	Нет данных	В анти-клинали	Лейкократовые биотитовые граниты	Аплиты	Гранит-порфиры, Микродиориты, Габбро-диабазы, Габбро-порфиры	Нет
7	Койтасский	Нет данных	В ядре анти-клинали	Лейкократовые биотитовые граниты	Аплиты, Пегматиты	Гранит-порфиры, кварцевые микродиорит-порфиры, Диорит-порфиры	Нет
8	Куртуккульский	Нет данных	На окончании синклинали	Центр массива - граниты и гранодиориты, периферия - кварц-диориты и габбро	Аплиты, Пегматиты	Микродиориты	Нет
9	Чаг	Локкитовидная межформационная залежь	На крыле анти-клинали	Гранодиориты, Плагииграниты, Кварцевые диориты	Граниты, Аплиты, Пегматиты	Гранит-порфиры, Сиенит-порфиры, Диорит-порфиры	Нет
10	Чазанский	То же	То же	Центр массива - гранодиориты, периферия - сиенит-диориты	Граниты, Аплиты	Гранит-порфиры, Сиенит-порфиры, Диорит-порфиры, Габбро-порфиры	Нет
11	Сарджальский	То же	То же	Гранодиориты	Граниты, Аплиты	Гранит-порфиры, Диорит-порфиры	Нет
12	Каптадырский	Нет данных	В анти-клинали	Центр-лейкократовые биотитовые граниты, периферия - гранодиориты, кварц-сиениты, диориты	Аплиты	Сиенит-гранит-порфиры, Кварцевые диорит-порфиры	Нет
13	Каскай-гырский	Шток	В ядре анти-клинали	Адамплиты и гранодиориты, периферия - кварц-диориты и габбро-диориты	Граниты, Аплиты	Гранит-порфиры, Сиенит-порфиры, Диорит-порфиры, Габбро-порфиры	Нет
14	Тарай-гырский	Нет данных	В анти-клинали	Центр - гранодиориты, периферия - кварцевые диориты	Микрограниты, Аплиты	Гранит-порфиры, Диорит-порфиры	Нет
15	Боровской	Шток	В анти-клинали	Биотитово-роговообманковые граниты	Микрограниты, гранит-порфиры, аплиты	Диорит-порфиры, Габбро-порфиры	Нет
16	Селетинский	Батолит	В анти-клинали	Центр - рогово-обманковые граниты, периферия - диориты	Граниты, Аплиты	Гранит-порфиры, Гранодиорит-порфиры, Диорит-порфиры	Спескартиты

Ф и г. 1. Сравнение интрузивных массивов по прояв-

Верхнепалеозойские массивы						
Название массива	Форма	Залегание в геологич. структуре	Породы массива	Жильная серия 1 ^{го} этапа	Жильная серия 2 ^{го} этапа	Памп-порфиры
Акветавский	Шток (батолит?)	В ядре брахиантиклинали	Лейкократовые диоритовые граниты	Граниты Аплиты Пегматиты 	Нет	Нет
Бектау-атинский	Шток	В антиклинали	То же	Граниты Гранит-порфиры Пегматиты 	Нет	Нет
Даголанский	Межформационная залежь	В син-клинали	То же	Граниты 	Нет	Нет
Баян-аулский	Лакколитоподобная межформационная залежь	В сводовой части мегаантиклинали	То же по северному контакту - кварцевые сиениты, сиениты, диориты	Аплитовидные граниты 	Микродиориты Сиенит-порфиры Гранит-порфиры 	Нет
Койтас (северный)	Шток	В син-клинали	Гранодиориты и кварцевые диориты	Пегматиты 	Гранодиорит-порфиры Сиенит-порфиры 	Нет
Коконь-ский	Шток	В син-клинали	Гранодиориты	Граниты Пегматиты 	Габбро-порфириды Диорит-порфириды Сиенит-порфиры Гранит-порфиры 	Нет
Арчалынский	Межформационная залежь	В син-клинали	Центр-биотитовые граниты, по периферии - гранодиориты	Граниты Пегматиты 	То же 	Нет
Калдырмаинский, Берекетинский и Байчегдырский	Батолит	В анти-клинали	Лейкократовые биотитовые граниты	Граниты Аплиты Пегматиты 	Диорит-порфириды Микродиориты Гранит-порфиры 	Нет
Ортау и Кызылтау	Акмалит	В анти-клинали	То же	То же 	Диорит-порфириды Микросиениты Гранит-порфиры 	Нет
Топарский	Дискорданный батолит	Нет данных	Гранодиориты	Граниты 	Кварцевые диорит-порфириды Сиениты 	Нет
Аксоранский	Нет данных	В ядре анти-клинали	Лейкократовые биотитовые граниты	Граниты Аплиты Пегматиты 	Диорит-порфириды Гранодиорит-порфиры Гранит-порфиры 	Нет
Кызыл-эстинский	Сложенная пластовая залежь	На крыле анти-клинали	То же	Аплиты 	Габбро-порфириды Диорит- Гранит-порфиры 	Нет
Восточный Коскай-гырский	Нет данных	Нет данных	То же	Нет	Габбро-порфириды Диорит- Сиенит-порфиры Гранит-порфиры 	Нет
Акбас-тавский	Межформационная залежь	На крыле анти-клинали	То же	Нет	Диорит-порфириды Гранит-порфиры 	Нет

● Жильная серия 1^{го} этапа

○ Кислые жильные породы 2^{го} этапа

● Средние и основные жильные породы 2^{го} этапа

лению жильного процесса и по другим признакам.

от кислого к основному в дайках девонских массивов и от основного к кислому — в массивах верхнепалеозойских.

Кроме того, оказалось, что в одних массивах встречаются только жильные породы первого этапа (к таким относятся массивы Беркутинский, Бектауатинский и др.), в других, наряду с дайками гранитов, аплитов и пегматитов, присутствуют и жильные породы второго этапа и, наконец, в Восточном Каскайгырском и Акбаставском массивах, по нашим наблюдениям, встречаются только дайки жильных пород второго этапа, а жильные граниты, аплиты и пегматиты отсутствуют.

Мы попытались в таблице (фиг. 1) сравнить эти разнообразные по проявлению жильного процесса и по возрасту интрузивные массивы с целью выяснить, чем могло быть вызвано такое разнообразие.

В этой таблице даны названия массивов, указаны слагающие их породы, предполагаемая форма и положение в геологической структуре, а также жильная серия того или иного этапа. Размерами кружков в таблице показано преобладание жильных пород первого или второго этапа, а сегментами в кружках — преобладание среди даек второго этапа жильных пород кислого или среднего и основного состава.

Такой графический способ сравнения позволил нам установить, что в интрузивных массивах, где встречаются жильные породы первого и второго этапов, всегда преобладают дайки одного из этих этапов. Случаи количественного преобладания даек жильных пород второго этапа чаще наблюдаются в верхнепалеозойских массивах, чем в девонских, причем в первых кислые жильные породы даек превалируют над средними и основными, в то время как в серии даек девонских массивов мы наблюдаем обратную картину. Сопоставляя этот факт с установленным выше порядком внедрения жильных пород, мы пришли к выводу, что конец второго этапа жильного процесса как в девоне, так и в верхнем палеозое отличался наиболее обильным поступлением в трещины жильной магмы.

Характерно, что закономерность изменения состава жильной магмы второго этапа жильного процесса нигде не нарушается. Там, где проводились соответствующие наблюдения, мы не имеем примеров, когда бы после кислых жильных пород появлялись основные или средние и снова кислые и т. д. Жильная магма во времени изменяет свой состав от кислого к основному или от основного к кислому крайне постепенно и за дайками гранит-порфиров в девонских массивах следуют дайки гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиров и габбро-порфиров, а в верхнепалеозойских массивах сначала появляются дайки габбро-порфиров, затем диорит-порфиров и т. д.

Формирование этой жильной серии было длительным и прерывистым, что согласуется с установленным М. А. Усовым (1932) прерывистым характером процесса рудообразования, при котором трещины заполняются не сразу, а в целый ряд фаз: они раскрываются и дают возможность проникновения, в данном случае, магме жильных пород, затем в промежутки между этими фазами закрываются и становятся недоступными.

Этот вывод находится в полном соответствии с распространенной трактовкой, по которой между магматическим процессом и тектоническими движениями существует самая тесная связь. Исходя из этого, мы пришли к выводу, что как в девоне, так и в верхнем палеозое в конце развития второго этапа жильного процесса, тектонические подвижки отличались наибольшей интенсивностью, обусловившей упомянутое выше обильное поступление жильной магмы в трещины, фиксируемое сейчас в преобладании даек средних и основных жильных пород в девонских массивах и кислых — в верхнепалеозойских.

На фоне этой общей закономерности в отдельных массивах могут преобладать среди даек второго этапа любые жильные породы, причем уста-

навливается, что это ни в коей мере не зависит от состава вмещающего их интрузива.

Обратимся к примерам из фактического материала, иллюстрируемым той же таблицей. В массивах, сложенных лейкократовыми биотитовыми гранитами, в одном случае преобладают дайки диорит-порфиров и габбро-порфиров (Сандыктасский массив), в другом (Акбаставский и Калдырминский интрузивы) дайки габбро-порфиров не указаны, а диорит-порфиры встречаются очень редко. В Боровском массиве биотит-роговообманковых гранитов жильная серия второго этапа представлена только диорит- и габбро-порфиритами. В то же время в массиве Койтас-северный, сложенном гранодиоритами, дайки пород диоритового и габбрового состава отсутствуют, как отсутствуют они и в массивах гранитов аляскитового типа — Улутавском и Джаксы-Арганатинском.

В Коконьском гранодиоритовом массиве среди жильных пород преобладают дайки сиенит-порфиров, так же как и в Арчалинском массиве, сложенном биотитовыми гранитами, в то время как в Аксоранском, Кызылэспинском и других массивах, имеющих такой же состав, преобладают дайки гранит-порфиров.

Таким образом, вопреки обычным представлениям, мы не можем установить какой-либо прямой зависимости между составом пород интрузивных массивов Центрального Казахстана и составом даек второго этапа, пересекающих эти массивы.

Наблюдения показывают также, что появление в жильной серии второго этапа даек лампрофиров и вообще жильных пород среднего и основного состава (диорит- и габбро-порфиров) нельзя, повидимому, связывать с процессами контаминации, наблюдаемыми в том или ином интрузиве. Если допустить, что во всех случаях магма интрузий на своем пути поглощает то или иное количество постороннего материала, и мы в данном случае констатируем только результат переработки этого материала, то и тогда примеры независимости состава магмы жильных пород второго этапа от магмы вмещающих их интрузивов позволяют прийти к установленному выше выводу: как бы ни изменялся состав пород массивов — в сторону ли появления в них разностей среднего и даже основного состава, или образования аляскитов, — среди даек второго этапа, пересекающих эти интрузивы, мы можем встретить представителей как кислой и средней, так и основной жильной магмы.

Мы попытались поставить во взаимосвязь состав жильной серии второго этапа с положением вмещающего ее интрузива в той или иной геологической структуре. Из таблицы видно, что вывести здесь какую-либо закономерность не удастся. Действительно, залегающие в антиклиналях девонские и верхнепалеозойские массивы имеют самую разнообразную жильную серию; столь же разнообразны по своему составу жильные породы интрузивов, расположенных к северу от хр. Чингиз и залегающие в синклиналях. Здесь мы встречаем массивы, в которых среди даек в одном случае преобладают сиенит-порфиры, в другом — гранодиорит-порфиры, в третьем — дайки пород второго этапа вообще отсутствуют. Но так как у нас очень немного примеров интрузий, связанных с синклинальными структурами, мы не можем утверждать, что наши выводы окончательны.

Одно следует здесь еще раз подчеркнуть — преобладание кислых или средних и основных жильных пород в серии даек второго этапа а также порядок поступления жильной магмы в одном случае от кислой разности к основной, в другом — от основной к кислой не зависит ни от залегания интрузива в той или иной геологической структуре, ни от его предполагаемой формы, площади выходов, или состава. Эта закономерность свойственна определенной геологической эпохе, во время которой произошло

внедрение интрузий и развитие в них жильной серии, и, следовательно, является региональной.

Изучение положения массивов в геологических структурах позволяет также утверждать, что количество даек в них не зависит от того, в антиклинали или в синклинали расположен интрузив. Для этого достаточно сравнить Каскайгырский и Арчалинский массивы, переполненные дайками жильных пород.

Так же трудно установить какую-либо тесную связь между предполагаемой формой интрузива, его видимыми размерами и количеством даек в нем. Массивы с наибольшим количеством даек, по данным изучивших их геологов, имеют разнообразную форму и размеры. Так, например, Каскайгырский массив представляет собой шток, площадью около 750 км², Арчалинский — межформационный лакколит, площадью около 200 км² и т. д. Данных о форме интрузивов с небольшим количеством даек у нас нет, но размеры их выходов варьируют от 16 до 1200 км². Конечно, в последнем случае нужно учитывать степень денудации интрузива, но здесь нам трудно дать какие-либо точные представления, так как по вопросу, до какой глубины распространяются дайки, нет установившегося мнения, как нет исходного критерия для того, чтобы определить относительную степень размыва интрузивов.

Попытки статистического подсчета количества даек в отдельных массивах показывают, прежде всего, их неравномерное распределение на площади интрузивов. Так, например, в средней части Каскайгырского массива площадь, занятая дайками, по отношению к площади интрузива составляет от 0.3 до 0.5%. На периферии, в местах сгущения даек, их количество доходит до 10 и больше процентов. Местами на площади в 1 км² насчитывается свыше 30 даек различных жильных пород. Количество даек в Коконьском массиве составляет в среднем 0.5%, в Арчалинском доходит до 4%. По периферии Арчалинского массива расстояния между параллельными дайками в отдельных участках в среднем не превышают 10—15 м, а иногда 3—5 м.

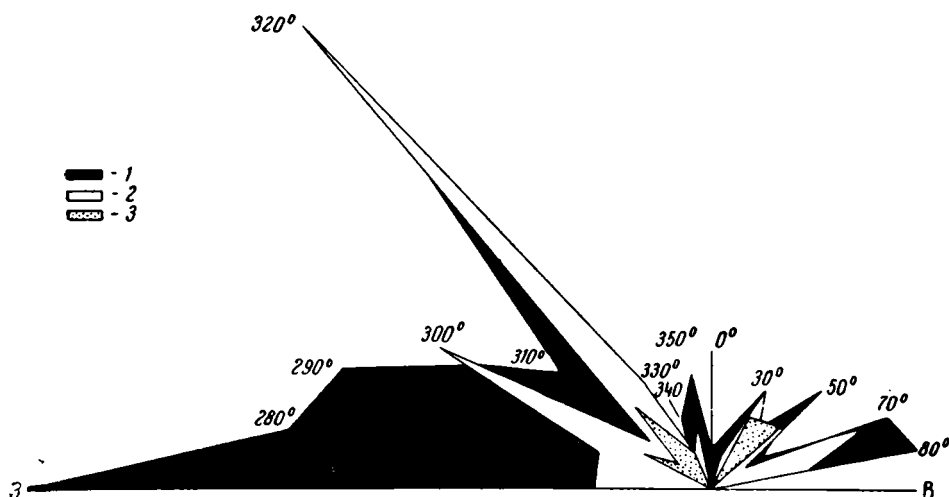
Так как материал, которым мы располагаем в данном случае, ограничивается только личными наблюдениями, трудно делать какие-либо окончательные выводы, но все же можно констатировать, что наибольшее количество жильной магмы, поступившей в трещины, в переводе на площадь интрузива на данном срезе и условно на его объем, составляет до 3%.

Заполнение трещин жильной магмой обычно начиналось появлением даек жильных гранитов, аплитов и пегматитов. В этой группе жильных пород иногда трудно установить какую-либо последовательность, так как по своему характеру жильные граниты бывают очень близки к аплитам, дают постепенные переходы к ним и содержат шпильки пегматита. Однако столь же часто прожилки и дайки аплитов и пегматитов пересекают жильные граниты. В связи с этим можно полагать, что все же формирование даек аплитов и пегматитов здесь несколько запаздывало. За ними появлялись кварцевые жилы (иногда высокотемпературные) и на этом в отдельных случаях заканчивался жильный процесс.

В тех интрузивах, где мы встречаем дайки жильных пород и первого и второго этапов, жильный процесс развивался таким образом, что после образования даек жильных гранитов, аплитов и пегматитов (и иногда кварцевых жил) снова возобновлялась подача жильной магмы в трещины, в результате чего возникла серия более молодых жильных пород второго этапа. При этом последовательность их появления, как уже не раз отмечалось, для девонских и верхнепалеозойских интрузивов была взаимно противоположной: в первом случае от кислых пород к основным, во втором — от основных к кислым.

Иногда и второй этап жильного процесса заканчивался образованием кварцевых жил, например в Каскайгырском массиве. По нашим наблюдениям, кварцевые жилы после второго этапа жильного процесса появляются в том случае, когда состав жильной магмы изменяется во времени от кислого к основному, но для окончательного заключения по этому вопросу у нас очень мало данных.

И, наконец, в том случае, когда в жильной серии интрузива отсутствуют дайки жильных гранитов, аплитов и пегматитов, можно предполагать, что процесс остывания интрузии происходил так быстро, что накопления остаточной магмы (источника жильных пород первого этапа) не было и мы наблюдаем только гидротермальную стадию появления жильного кварца, предшествующую внедрению жильных пород второго этапа.



Фиг. 2. Простирание даек в Каскайгырском массиве (1 см на диаграмме соответствует 10 замерам).

1 — диорит-порфиристы и габбро-порфиристы; 2 — гранит-порфиры и спенит-порфиры; 3 — граниты жильные.

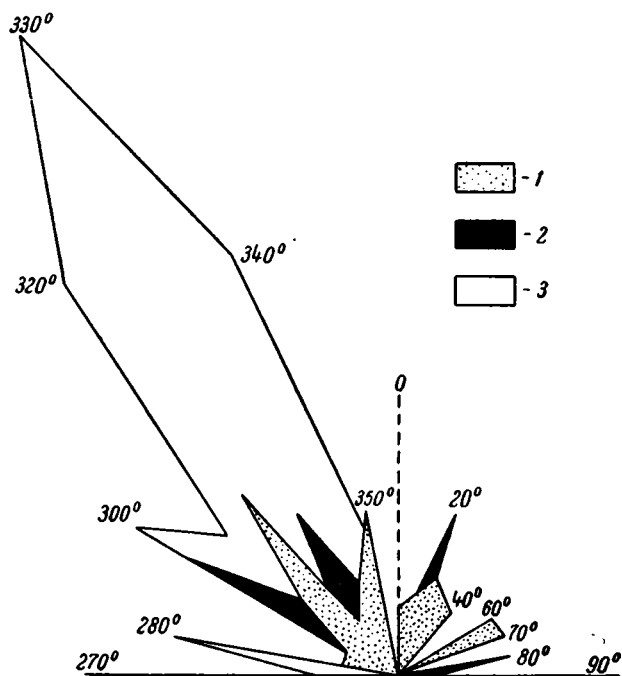
Наблюдения показывают, что жильные породы первого этапа встречаются как в пластовых жилах, так и в секущих дайках, или в виде неправильных тел (аплиты и пегматиты), заполняя главным образом контракционные трещины. Они обычно наблюдаются на всей площади массива и только иногда образуют скопления в местах прогибов кровли.

Дайки жильных пород второго этапа, заполняющие вертикальные тектонические трещины, сосредоточены преимущественно по периферии массивов, что, по видимому, связано с меньшей устойчивостью последней в отношении тектонических подвижек. Трещины, заполненные дайками, по максимумам простираний соответствуют, с одной стороны, направлению давления, с другой — диагональны по отношению к нему. В качестве примера рассмотрим розу-диаграмму (фиг. 2) простираний даек девонского Каскайгырского массива, которые имеют три резко выраженных направления: западное 270° , северо-западное 320° и северо-восточное $70\text{--}80^\circ$ и менее выраженное северо-восточное 50° . Так как массив вытянут в северо-восточном направлении ($40\text{--}60^\circ$), то трещины с простираением на запад 270° и северо-запад 320° , по видимому, отвечают диагональным трещинам скалывания, а с простираением северо-восточным $50\text{--}70^\circ$ — параллельны вытянутости массива. Направление северо-западное 320° отражено и на диаграмме (фиг. 3) простираний даек верхнепалеозойского

Аксоранского массива (смежного с Каскайгырским) в максимумах всей серии даек его жильных пород.

Различные по составу жильные породы второго этапа часто заполняют различные по направлению простирания трещины. Для иллюстрации этого мы сошлемся на те же розы-диаграммы (фиг. 2 и 3).

Примеры, отвечающие нашему заключению, можно встретить в работах П. Н. Кропоткина, О. П. Оглоблиной и Л. М. Афанасьева и других. Этот факт сам по себе устанавливает с несомненностью разновременность заполнения трещин жильными породами разного состава и может быть использован для определения их относительного возраста.



Фиг. 3. Простирание даек в Аксоранском массиве (1 см на диаграмме соответствует 10 замерам).

1 — граниты жильные и аплиты; 2 — диорит-порфиры и раббро-порфиры; 3 — гранит-порфиры.

Между внедрением различной по составу магмы в трещины (во время второго этапа жильного процесса) проходили значительные промежутки, в течение которых магма успевала остыть и превратиться в твердую породу, с которой следующая ее порция в месте пересечения даек реагировала образованием закала у охлажденного твердого тела. Это подтверждается также довольно распространенными фактами наличия ксенолитов пород более древних даек в молодых, их контактовыми взаимоотношениями и т. п.

Дайки жильных пород второго этапа обычно прямолинейны и по простиранию прослеживаются на расстояния, измеряемые километрами. Прерываясь в одной трещине, они возникают в соседней, параллельной ей, создавая иногда «пачки» даек одинакового состава. Но когда дайка фиксирует направление не одной, а двух отдельностей (например, в Коконьском, Кызылэспинском и других массивах), тогда простирание ее меняется под углом от 45 до 90° и в плане получается зигзагообразная линия.

Дайки, как указывалось, обычно заполняют вертикальные трещины, реже падающие под углом 60—85°. Однако, как отмечает И. В. Дюгаев, в районе Кызыл-Эспе в осадочных породах наблюдаются и пластовые жилы габбро-порфиристов. По данным Е. Д. Чехович для Каскайгыр-акджала и по другим авторам, дайки нередко не выходят на поверхность и фиксируются только горными выработками. Очевидно, поступающая из очага жильная магма растекалась по трещинам в глубине интрузивов.

Одной из характерных черт залегания жильных пород второго этапа является сосредоточение даек определенного состава в отдельных участках. Такая закономерность подмечена в Каскайгырском, Колдырминском, Аксоранском, Арчалинском и других массивах. В качестве примера можно указать на сосредоточение даек сферолитовых гранит-порфиров в северо-восточной части Арчалинского интрузива.

Устанавливается также связь между направлением простирания трещин и структурой жильных пород, залегающих в них. В Арчалинском и Коконьском массивах можно встретить особенно показательные факты, когда дайки гранит-порфиров (мощностью до 15 м) одного направления имеют сферолитовую или фельзитовую основную массу, а небольшие по мощности дайки с другим простиранием выполнены такими же породами с мелкозернистым сложением. Одинаковой мощности дайки диорит-порфиристов и микродиоритов обычно имеют различные направления простираний. Смена структуры мелкозернистой на внешние стекловатую при прослеживании даек по простиранию также довольно распространенное явление. Наиболее обычно изменение структуры пород вкrest простирания в результате более быстрого охлаждения магмы у стенок трещин и сравнительно замедленной кристаллизации ее в центральной части даек. Несомненно, все эти явления связаны главным образом с температурными условиями остывания магмы в трещинах и с распределением в ней летучих, что зависит от характера трещин и состояния вмещающих пород. Смена структур находит отражение в распределении и размерах вкрапленников. Последние по периферии даек и в мелких прожилках обычно отсутствуют.

Прослеживая структуру жильных пород по простиранию дайки, зачастую можно встретить участки, обогащенные вкрапленниками и лишенные последних, независимо от положения их по отношению к зальбандам. Интересны также структуры, отражающие кристаллизацию жильной магмы в движении, в виде поточного расположения вкрапленников и пластинчатых минералов основной массы, образования полосчатости и т. п. Таким образом, каждое нарушение в ходе нормальной кристаллизации жильных пород находит свое отражение в их структурах. Изучение последних позволяет нам с уверенностью говорить о быстром или медленном охлаждении магмы, о неравномерном распределении летучих в отдельных участках дайки и т. п.

Однако в жильных породах первого этапа чрезвычайно редко наблюдаются описанные выше изменения структур в виде явлений закала у зальбандов, появления порфировых разностей и т. п. Этот факт, видимо, связан с тем, что магма этих пород проникала по трещинам в еще не совсем остывшее тело интрузива.

Из всего изложенного можно сделать следующие основные выводы:

1) В ходе жильного процесса палеозойских интрузивов Центрального Казахстана характерны два этапа.

2) Жильные породы первого этапа по своему составу представляют кислые разности гранитной магмы. Породы второго этапа очень разнообразны. Их состав и преобладание даек той или другой породы не зависят от состава пород массивов, их вмещающих.

3) Изменение состава жильных пород второго этапа жильного процесса во времени противоположно для девонских (от кислого к основному) и для верхнепалеозойских массивов (от основного к кислому).

4) Вторжение в трещины жильной магмы второго этапа является функцией тектонических подвижек; то же относится и к преобладанию здесь тех или других жильных пород. Формирование этой жильной серии было длительным и прерывистым.

В согласии со сказанным мы полагаем, что установленное Г. Розенбушем и общепринятое деление жильных пород на асхистовые и диасхистовые и утверждение о зависимости вещественного состава жильных пород от материнской интрузии, их вмещающей, для Центрального Казахстана неприемлемы.

Мы считаем, что только в отношении жильных пород первого этапа можно говорить, что они являются остаточной магмой остывающей интрузии, и только в отношении них вмещающая интрузия является материнской.

Очаг магмы жильных пород второго этапа находился не в интрузивах, вмещающих эти дайки, а на более глубоких горизонтах под их фундаментом. Только этим можно объяснить присутствие ксенолитов архейских гнейсированных песчаников в дайке, пересекающей гранодиориты Аксоранского массива, и наличие даек в породах фундамента межформационных лакколитов.

Предполагаемый глубинный очаг, повидимому, являлся материнским и для магмы крупных интрузий, вмещающих дайки. Мы полагаем, что в процессе консолидации этих интрузий трещины, образовавшиеся в них в результате усадки при охлаждении, заполнялись остаточной магмой, застывавшей в них в виде пластовых жил мелкозернистых гранитов, даек аплитов, гранитов и пегматитов, представляющих первый этап жильного процесса. Затем наступала гидротермальная стадия остывания интрузии и появились жилы кварца. Иногда на этом и заканчивался интрузивный процесс.

Однако чаще последующие тектонические движения вновь открывали те пути, которыми интрузия была связана с глубинным очагом, и последний продолжал свою деятельность. Магма поступала в образовавшиеся в охлажденном теле массива трещины и застывала там в виде даек второго этапа. Она же внедрялась и в породы кровли, образуя секущие и пластовые тела так называемых малых интрузий.

К аналогичным выводам об источнике жильной магмы пришла и М. Б. Бородаевская, изучавшая дайки Урала.

Тождество типов и состава изученных нами жильных пород, несмотря на их различный возраст и расположение на огромной территории Центрального Казахстана, свидетельствует о том, что условия, господствовавшие в очаге (или очагах) жильной магмы на данной глубине, были постоянны и ход предполагаемой дифференциации этой магмы регулировался общими для Центрального Казахстана законами давления и температуры. Однако эти факторы регионального значения в девоне и верхнем палеозое были, повидимому, различны и вызывали взаимнопротивоположный ход в процессе развития жильной магмы (от кислой к основной и от основной к кислой).

В просмотренной нами литературе общепризнанным считается постепенное покисление состава магмы при ее дифференциации. Следовательно постепенное изменение состава жильной магмы от кислого к основному (для девонских интрузий) можно понимать как последовательное исчерпание уже дифференцированного очага сверху вниз. Нарушение такого порядка, по мнению А. Н. Заварицкого (1940), может быть обусловлено в эффузивном процессе соотношением между скоростью процесса дифферен-

циации и частотой и интенсивностью эруптивных актов, прерывающих его течение.

С этой точки зрения в различном ходе процесса эволюции жильной магмы в девоне и в верхнем палеозое, повидимому, имели значение глубина положения очага и соотношение между ходом дифференциации магмы в нем и тектоническими движениями, нарушающими этот процесс и вызывающими подачу магмы в трещины. Это соотношение позволяет нам объяснить кажущееся отсутствие закономерности в независимости состава даек второго этапа от состава пород вмещающего их массива, а также преобладание в нем той или другой разности жильных пород. Напомним, что подача жильной магмы, различной по составу, разделялась промежутками времени, достаточными для того, чтобы магма в трещинах могла превратиться в холодную твердую породу.

С точки зрения нашей схемы интрузивного процесса мы и в образовании месторождений полезных ископаемых, связанных с жильными породами, выделяем два этапа, разобщенных по времени и отличающихся составом минерализации. К первому этапу мы относим высокотемпературные месторождения, генетически связанные с жильными породами первого этапа; ко второму — месторождения, локально связанные с серией даек и малых интрузий второго этапа жильного процесса. В последнем случае мы полагаем, что рудные растворы (как и жильные породы) являются производными одного глубинного очага, из которого в свое время была выжата крупная интрузия, вмещающая дайки. Тектонические подвижки возобновили деятельность этого очага. Появились дайки жильных пород, разнообразных по своему составу, за которыми следовала гидротермальная фаза, сопровождавшаяся в некоторых случаях рудообразованием, основной предпосылкой для которого являлось наличие соответствующих структур и состава пород, вмещающих месторождение.

Трещины, по которым проникала жильная магма, служили путями и для поступления рудных растворов из того же очага. С этой точки зрения несомненна генетическая связь даек второго этапа с рудными месторождениями, имеющими с ними общий источник — глубинный очаг.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Заварицкий А. Н. О вулканах Камчатки. Камчатский сборник, № 1, 1940.
Клоос Г. Механизм глубинных вулканических явлений. Переводы. ЦНИГРИ, 1937.
Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Томск, Изд. Кубуч, 1932.

3) Изменение состава жильных пород второго этапа жильного процесса во времени противоположно для девонских (от кислого к основному) и для верхнепалеозойских массивов (от основного к кислому).

4) Вторжение в трещины жильной магмы второго этапа является функцией тектонических подвижек; то же относится и к преобладанию здесь тех или других жильных пород. Формирование этой жильной серии было длительным и прерывистым.

В согласии со сказанным мы полагаем, что установленное Г. Розенбушем и общепринятое деление жильных пород на асхистовые и диасхистовые и утверждение о зависимости вещественного состава жильных пород от материнской интрузии, их вмещающей, для Центрального Казахстана неприемлемы.

Мы считаем, что только в отношении жильных пород первого этапа можно говорить, что они являются остаточной магмой остывающей интрузии, и только в отношении них вмещающая интрузия является материнской.

Очаг магмы жильных пород второго этапа находился не в интрузивах, вмещающих эти дайки, а на более глубоких горизонтах под их фундаментом. Только этим можно объяснить присутствие ксенолитов архейских гнейсированных песчаников в дайке, пересекающей гранодиориты Аксоранского массива, и наличие даек в породах фундамента межформационных лакколитов.

Предполагаемый глубинный очаг, повидимому, являлся материнским и для магмы крупных интрузий, вмещающих дайки. Мы полагаем, что в процессе консолидации этих интрузий трещины, образовавшиеся в них в результате усадки при охлаждении, заполнялись остаточной магмой, застывавшей в них в виде пластовых жил мелкозернистых гранитов, даек аплитов, гранитов и пегматитов, представляющих первый этап жильного процесса. Затем наступала гидротермальная стадия остывания интрузии и появились жилы кварца. Иногда на этом и заканчивался интрузивный процесс.

Однако чаще последующие тектонические движения вновь открывали те пути, которыми интрузия была связана с глубинным очагом, и последний продолжал свою деятельность. Магма поступала в образовавшиеся в охлажденном теле массива трещины и застывала там в виде даек второго этапа. Она же внедрялась и в породы кровли, образуя секущие и пластовые тела так называемых малых интрузий.

К аналогичным выводам об источнике жильной магмы пришла и М. Б. Бородаевская, изучавшая дайки Урала.

Тождество типов и состава изученных нами жильных пород, несмотря на их различный возраст и расположение на огромной территории Центрального Казахстана, свидетельствует о том, что условия, господствовавшие в очаге (или очагах) жильной магмы на данной глубине, были постоянны и ход предполагаемой дифференциации этой магмы регулировался общими для Центрального Казахстана законами давления и температуры. Однако эти факторы регионального значения в девоне и верхнем палеозое были, повидимому, различны и вызывали взаимнопротивоположный ход в процессе развития жильной магмы (от кислой к основной и от основной к кислой).

В рассмотренной нами литературе общепризнанным считается постепенное покисление состава магмы при ее дифференциации. Следовательно постепенное изменение состава жильной магмы от кислого к основному (для девонских интрузий) можно понимать как последовательное истощение уже дифференцированного очага сверху вниз. Нарушение такого порядка, по мнению А. Н. Заварицкого (1940), может быть обусловлено в эффузивном процессе соотношением между скоростью процесса дифферен-

циации и частотой и интенсивностью эруптивных актов, прерывающих его течение.

С этой точки зрения в различном ходе процесса эволюции жильной магмы в девоне и в верхнем палеозое, повидимому, имели значение глубина положения очага и соотношение между ходом дифференциации магмы в нем и тектоническими движениями, нарушающими этот процесс и вызывающими подачу магмы в трещины. Это соотношение позволяет нам объяснить кажущееся отсутствие закономерности в независимости состава даек второго этапа от состава пород вмещающего их массива, а также преобладание в нем той или другой разности жильных пород. Напомним, что подача жильной магмы, различной по составу, разделялась промежутками времени, достаточными для того, чтобы магма в трещинах могла превратиться в холодную твердую породу.

С точки зрения нашей схемы интрузивного процесса мы и в образовании месторождений полезных ископаемых, связанных с жильными породами, выделяем два этапа, разобщенных по времени и отличающихся составом минерализации. К первому этапу мы относим высокотемпературные месторождения, генетически связанные с жильными породами первого этапа; ко второму — месторождения, локально связанные с серией даек и малых интрузий второго этапа жильного процесса. В последнем случае мы полагаем, что рудные растворы (как и жильные породы) являются производными одного глубинного очага, из которого в свое время была выжата крупная интрузия, вмещающая дайки. Тектонические подвижки возобновили деятельность этого очага. Появились дайки жильных пород, разнообразных по своему составу, за которыми следовала гидротермальная фаза, сопровождавшаяся в некоторых случаях рудообразованием, основной предпосылкой для которого являлось наличие соответствующих структур и состава пород, вмещающих месторождение.

Трещины, по которым проникала жильная магма, служили путями и для поступления рудных растворов из того же очага. С этой точки зрения несомненна генетическая связь даек второго этапа с рудными месторождениями, имеющими с ними общий источник — глубинный очаг.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Заварицкий А. Н. О вулканах Камчатки. Камчатский сборник, № 1, 1940.
Клоос Г. Механизм глубинных вулканических явлений. Переводы. ЦНИГРИ, 1937.

Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Томск, Изд. Кубуч, 1932.

М. А. Ф А В О Р С К А Я

**О НЕКОТОРЫХ ЯВЛЕНИЯХ МЕТАМОРФИЗМА НА КОНТАКТАХ
ТРЕТИЧНЫХ «СЕРЫХ ГРАНИТОВ»**

(Южное Приморье)

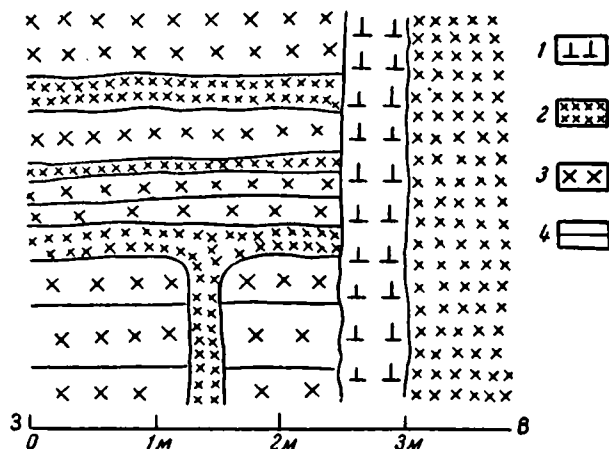
Среди кайнозойских интрузий Южного Приморья широко распространены два типа гранитоидов: а) розовато-серые граниты и гранодиориты, б) красные лейкократовые граниты. Серыми гранитами сложены все более или менее крупные массивы кайнозойского возраста. Интрузии красных гранитов незначительны по размерам, встречаются обычно в близком соседстве с интрузиями серых гранитов и на контакте внедряются в них в виде многочисленных даек и апофиз. Как те, так и другие интрузии по возрасту, повидимому, относятся к палеоцену, так как они метаморфизуют андезитовые покровы, излившиеся на границе мела и третичного времени, и встречены в виде обломков в свите туфолов и обсидианов, галька которых в свою очередь присутствует в базальном конгломерате осадочных пород с флорой эоцен-олигоцена. Оба типа интрузий имеют гипабиссальный характер и формировались на глубине не свыше 500 м. Они близки по времени образования, но внедрение красных гранитов произошло уже после окончательного затвердевания серых гранитов, так как дайки первых местами приурочены к плоскостям отдельности в массиве вторых (фиг. 1).

Изучая явления метаморфизма на контактах интрузий серых гранитов, мы в ряде случаев установили широкое развитие процессов замещения как в эндо-, так и в экзоконтакте, описание которых мы приводим в предлагаемой статье. Там, где условия обнаженности позволяют проследить достаточно полный естественный разрез интрузивных тел, в большинстве случаев можно видеть, что граниты на расстоянии нескольких километров от контактов с вмещающими породами и до высоты около 50 м над основанием обнажений, переполнены ксенолитами, достигающими 1 м в диаметре. Плоские ксенолиты в некоторых случаях ориентированы согласно с вмещающими интрузии верхнемеловыми эффузивами. Периферические участки интрузий, к которым приурочены такие ксенолиты, характеризуются микропегматитовой структурой слагающих их гранитов.

Ниже мы остановимся подробнее на явлениях метаморфизма в контакте серых гранитов с верхнемеловыми эффузивами, с одной стороны, и в контакте с палеозойскими песчаниками и порфиритами — с другой.

Контакт серых гранитов и верхнемеловых порфиров

Порфирит, расположенный на высоте 220 м над основанием обнажения на расстоянии 50 м к западу от контакта с интрузией, на этом участке падающего на запад (272°) под углом 7°, имеет следующий состав: вкрапленники представлены лабрадором № 65 и псевдоморфозами актинолита по темноцветному минералу, повидимому, пироксену. Основная масса имеет трахитовую структуру и состоит из микролитов лабрадора № 50, погруженных



Фиг. 1. Контакт красного и серого гранитов.

[1 — дайка порфирита; 2 — красный гранит; 3 — серый гранит;
4 — плоскости отдельности в сером граните.

в агрегат актинолита и биотита, развившихся по стеклу. В некоторых разновидностях измененных порфиров сохранились вкрапленники темноцветных, представленные авгитом и бурой роговой обманкой, но во всех случаях чрезвычайно характерно появление вторичного биотита, замещающего стекло. Биотит имеет форму мелких чешуек и плеохроирует от почти черного до светлорусового. В непосредственном контакте с интрузией к новообразованию биотита присоединяются более поздние альбитизация и окварцевание. Альбит корродирует вкрапленники плагиоклаза, представленного здесь основным андезином, и вместе с биотитом и кварцем составляет основную массу, имеющую роговиковую структуру. Кварц образует в породе тонкие прожилки и корродирует все прочие минералы, включая и альбит. Из аксессуарных минералов в измененном порфирите в значительном количестве присутствует апатит и в подчиненном — магнетит.

Граниты в эндоконтакте состоят из микроклин-пертита ($2V = -83^\circ$), из альбита, кварца и небольшого количества биотита. Альбит встречается преимущественно в виде шахматной разности. Кварц корродирует все прочие минералы, образует в полевых шпатах пегматитоподобные вроски неправильной формы и местами заключает в себе островки полевого шпата.

В этой породе, таким образом, ясно различимы следы альбитизации и окварцевания.

Вместе с тем сравнение количественно-минералогического состава гранита, взятого из эндоконтакта и из центральной части интрузии, приводит нас к заключению, что интрузия в контакте была значительно богаче калиевым полевым шпатом, чем ее нормальные разности. Пертитовые

разности калиевого полевого шпата и шахматный альбит в эндоконтактовой породе как образовавшиеся в результате вторичной альбитизации микроклина были подсчитаны совместно с калиевым полевым шпатом. В табл. 1 приведены соответствующие цифры.

Об обогащении эндоконтактной зоны калием говорят и данные химических анализов (табл. 2).

Таким образом, из приведенного описания контакта гранита с порфиритами на этом участке можно сделать заключение, что в этом контакте

Таблица 1

Количественно-минералогический состав гранита из эндоконтакта и из центра интрузии (в объемн. %)

Минералы	Гранит из эндоконтакта	Гранит из центра интрузии
Микроклин и микроклин-пертит . . .	53.3	34.3
Альбит	12.3	29.9
Кварц	29.1	28.0
Биотит	4.6	4.1
Хлорит	—	3.2
Акцессорные .	0.7	0.5

Таблица 2

Химические анализы гранита из эндоконтакта и из центра интрузии (в вес. %)

Компоненты	Гранит из эндоконтакта	Гранит из центра массива
SiO ₂	77.34	76.08
TiO ₂	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	13.05	13.60
Fe ₂ O ₃	0.33	0.22
FeO	0.72	1.08
MnO	0.06	0.08
MgO	0.36	1.02
CaO	1.04	2.10
Na ₂ O	2.39	2.24
K ₂ O	4.53	3.09
H ₂ O ⁻	0.22	0.40
H ₂ O ⁺	0.22	0.32
П. п. п.	0.00	0.08
BaO	0.06	0.03
P ₂ O ₅	нет	следы
Сумма	100.41	100.49

оставили свой след три последовательно развивавшихся процесса:

а) обогащение контактовой зоны калием, в результате чего в эндоконтакте образовалось повышенное количество микроклина, а в экзоконтакте — вторичный биотит;

б) альбитизация пород экзо- и эндоконтакта; в) окварцевание, которое, между прочим, в граните из эндоконтакта привело к образованию структур, напоминающих микропегматитовые. Здесь следует оговориться, что в этом контакте мы не могли найти ответа на вопрос, является ли обогащение эндоконтакта интрузией микроклином результатом метасоматических изменений в уже застывшем граните или же неравномерное распределение этого минерала в интрузии произошло в период ее кристаллизации.

Ксенолиты гибридной породы, о которых мы упоминали выше, в наименее измененных разностях представлены породами, близкой по составу и строению к вышеописанным контактно-измененным порфиритам. Такие ксенолиты имеют с интрузией резкие контакты. Чем дальше успел зайти процесс изменения ксенолитов вмещающей их интрузией, тем более расплывчатыми становятся границы ксенолита и тем большую роль начинают играть в его составе биотит, альбит и кварц. Наиболее измененные разности состоят из микроклин-пертита, олигоклаз-андезина, иногда зонального, и большого количества альбита, биотита и кварца. Кварц замещает все прочие минералы. Акцессорные представлены заметным количеством апатита и магнетитом. Значительная роль принадлежит вторичным эпидоту и серициту. В ксенолитах, таким образом, изменения также обусловлены процессами биотитизации, альбитизации и окварцевания.

Контакт серых гранитов и палеозойских порфиров и песчаников

Характер процесса обогащения эндоконтакта гранитов калиевым полевым шпатом проявился значительно более отчетливо на контакте серых гранитов с палеозойскими порфирами и песчаниками.

Здесь наряду с ксенолитами, богатыми биотитом, в интрузии встречаются участки слюдистой породы, тонко инъецированной гранитом. Элементы залегания в этих инъекционных породах местами совпадают с ориентировкой плоских ксенолитов.

Серые граниты на контакте с палеозойскими породами не переходят в микропегматит, но на расстоянии нескольких десятков, а иногда и первых сотен метров от контакта постепенно меняют окраску за счет появления красного калиевого полевого шпата, и в непосредственном контакте почти неотличимы от красных гранитов, слагающих (как об этом говорилось в начале статьи) на ряде участков самостоятельные небольшие интрузивные тела. Такое «покраснение» серых гранитов местами приурочивается к трещинам отдельности, заполненным хлоритом и эпидотом, образуя вокруг них кайму шириной в несколько сантиметров.

Опишем подробнее один из контактов гранитов с палеозойской толщей.

На расстоянии 300 м к югу от этого контакта в розовато-серых среднезернистых гранитах появляются участки и прожилки с расплывчатыми контурами, сложенные красным гранитом. Серые граниты состоят из олигоклаза № 25, крупные идиоморфные кристаллы которого иногда зональны, из нерешетчатого микроклин-пертита ($2V = -80^\circ$), кварца, биотита и иногда роговой обманки. Роговая обманка обычно замещается вторичным биотитом и хлоритом, по олигоклазу развивается кальцит, а по микроклину — серицит. Структура близка к гипидиоморфнозернистой.

В красном граните из описанных выше участков крупные ксеноморфные зерна микроклина пойкилитически включают скопления мелких кристаллов олигоклаза и мелкие зерна микроклина, ориентированные иначе, чем включающее их крупное зерно того же минерала. Темноцветные представлены ничтожным количеством хлорита. В породе много магнетита, ассоциирующегося с эпидотом, хлоритом и апатитом. Красный гранит значительно богаче микроклином, чем серый, как это можно видеть из количественно-минералогического подсчета (объемн. %):

Минералы	Серый гранит	Красный гранит
Микроклин . . .	29.69	35.69
Плаггиоклаз . . .	27.51	35.69
Кварц	34.73	27.05
Биотит	8.07	—
Акцессорные . .	—	1.57

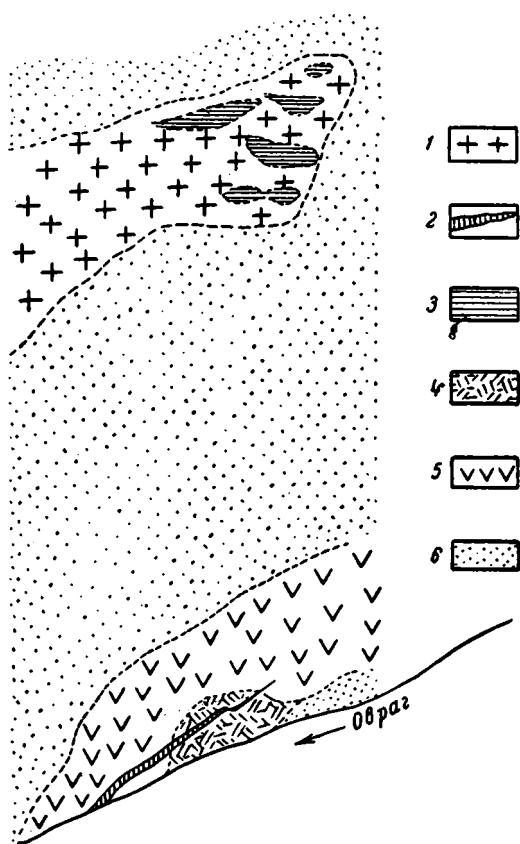
По мере приближения к контакту количество красного гранита в составе интрузии возрастает, и на расстоянии около 100 м от контакта серые граниты имеют уже характер островков среди красного гранита. Контакты между этими двумя разновидностями попрежнему расплывчатые.

Как серые, так и красные граниты пересечены многочисленными жилами красного апатита. На расстоянии 50 м от



Фиг. 2. Замещение олигоклаза микроклином. $\times 46$. Никол +

контакта в красных гранитах отчетливо наблюдается замещение новообразованным микроклином более ранних кристаллов олигоклаза (фиг. 2); При этом кристаллы микроклина отличаются значительно большей свежестью, чем кристаллы олигоклаза. В непосредственном контакте гранит несколько светлее окрашен. Контакт на этом участке проходит с известняками, превращенными в скарны, и с темными мелкозернистыми породами, измененными до полной неузнаваемости и обращенными в роговообманковые и биотитовые роговики. Так как описание процесса скарнообразования выходит за пределы нашей темы, мы ограничимся здесь описанием контакта гранитов и роговиков.



Фиг. 3. Контакт серого гранита и роговиков.
Масштаб 1 : 100.

1 — гранит; 2 — аплитовая жила; 3 — биотитовый роговик; 4 — амфиболовый роговик; 5 — скарна; 6 — осыпь склона.

дельными мелкими зернышками вторичного альбита. Кварц прорастает микроклин и альбит, образуя местами неправильные пегматитоподобные вроски, а местами полностью замещает полевые шпаты, которые сохраняются в середине крупных его зерен в виде островков. Темноцветные присутствуют в незначительном количестве и представлены хлоритизированным биотитом. В породе встречаются местами прожилки эпидота. Фиг. 4 иллюстрирует прорастание микроклина альбитом и кварцем. Роговик состоит из кварца, альбита и биотита. Чешуйки биотита ориентированы взаимно параллельно. В некоторых случаях подобным же образом ориентируются и удлиненные зерна вторичного кварца. Калиевый полевой

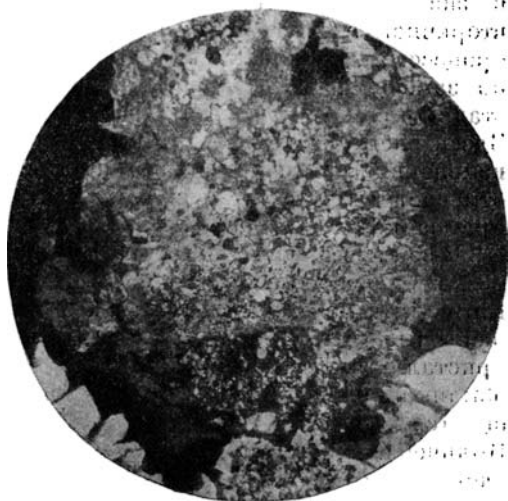
Как показано на схематической зарисовке (фиг. 3), массивный амфиболовый роговик пересечен аплитовой жилой. Аплит в контакте представлен мелкозернистой породой с повышенным содержанием микроклин-пертита паналлотризморфнозернистой структурой. Калиевый полевой шпат замещает олигоклаз, а кварц — все прочие минералы. В аплите много эпидота. Роговик представлен альбит-амфиболовой породой, в которой кристаллы амфибола ориентированы грубо-параллельно. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой ($cNg = 22^\circ$) и местами замещается биотитом. В роговике также присутствуют скопления эпидота.

На 7 м выше, после участка, скрытого под осыпью, можно видеть контакт гранита с биотитовым роговиком. В контакте с этим роговиком количество микроклина в граните не так велико, как в описанной выше его разновидности, что следует поставить в связь с широким развитием в эндоконтактовой зоне процессов более поздней альбитизации и следовавшего за ней окварцевания. Микроклины замещаются прожилками и от-

шпат проникает в эти роговики только на расстояние 1—2 см от контакта с гранитами. Макроскопически эти роговики имеют вид инъекционных гнейсов и были нами отмечены на ряде участков. Как правило, они ассоциируются с амфиболовыми роговиками. В некоторых случаях они секутся жилами красного аплита.

Вопрос о том, какие породы были метасоматически замещены с образованием этих роговиков, к сожалению, не может быть решен непосредственным наблюдением, так как на этом участке не сохранилось пород, не затронутых метаморфизмом. Как уже упоминалось выше, в составе палеозойской толщи принимают участие песчаники, порфириды и известняки. Обилие железисто-магнетитовых минералов в описанных нами роговиках заставляет нас думать, что порода, из которой они образовались, была основной по составу. Вместе с тем, в описанном выше контакте верхнемеловых порфиритов с гранитами изменения порфиритов, хотя и близкие по характеру к процессам в экзоконтакте с палеозойскими породами, не привели к полному перерождению порфиритов с образованием амфиболовых и биотитовых роговиков. Представляется вероятным, что процесс биотитизации, альбитизации и окварцевания вмещающих основных пород мог пройти до конца только в том случае, если эти породы были слоисты и, следовательно, более проницаемы, чем покровные порфириды. Ориентированные структуры роговиков свидетельствуют, по видимому, об их образовании из слоистых порфиритовых туфов палеозоя.

Ксенолиты мелкозернистой гибридной породы, о которых говорилось выше, содержат идиоморфные двойнички андезина № 30 и скопления зеленой роговой обманки ($2V = 24^\circ$) и биотита. Эти минералы погружены в крупные ксеноморфные выделения кварца и калиевого полевого шпата. В подчиненном им количестве присутствуют также крупные кристаллы серицитизированного плагиоклаза.



Фиг. 4. Замещение микроклина альбитом и кварцем. $\times 20$. Никколи +

Заключение

На основании приведенного фактического материала процессы метаморфизма на контакте интрузий серых гранитов с основными эффузивами представляются нам в следующем виде.

Гипабиссальный характер трегичных серых гранитов Южного Приморья обусловил то своеобразие, которым отличаются связанные с ними процессы контактового метаморфизма. В этих контактах отсутствуют явления контаминации, связанные с магматической фазой формирования интрузий, и метаморфизм обусловлен процессами метасоматоза, наступившими после окончательного затвердевания этих интрузий, как об этом свидетельствует отмеченная на некоторых участках микроклинизация вдоль трещин отдельности. Метасоматическим характером контактового процесса мы склонны объяснить ориентировку плоских ксенолитов, согласную

с элементами залегания вмещающих пород и элементами залегания гнейсовидной полосчатости в биотитовых роговиках. Первая стадия процесса замещения выразилась в новообразовании калиевого полевого шпата в эндоконтакте интрузии. При этом в породах экзоконтакта обогащения калием почти не наблюдалось: темноцветные были представлены по преимуществу роговой обманкой, а калиевый полевой шпат отсутствовал. Освободившийся при микроклинизации олигоклаза, натрий пошел, видимо, на образование альбита в амфиболовых роговиках, а кальций — на образование эпидота и апатита как в экзо-, так и в эндоконтактах. В следующую стадию метаморфического процесса в зону как эндо-, так и экзоконтакта проникали растворы, богатые натрием, подвергшие вторичной альбитизации все образованные ранее полевые шпаты. Этот процесс сопровождался выносом калия в зону экзоконтакта и соответственно замещением амфибола роговиков биотитом. Наконец, в последнюю стадию происходило окварцевание как экзо-, так и эндоконтактной зоны. Здесь следует отметить, что первые указания на характер контактовых изменений в порфиритах были сделаны еще в 1914 г. Вейгелем, который отмечает, что на контакте с гранитами в порфиритах наблюдается привнос кремнекислоты и щелочей и вынос кальция.

В заключение нам хочется поставить микроклинизацию серых гранитов в связь с тем богатым калием расплавом, который породил интрузии упомянутых в начале этой статьи красных гранитов. Красные граниты сложены микроклин-микропегматитом, окружающим крупные идиоморфные кристаллы андезина № 30. Темноцветные представлены зеленой роговой обманкой и биотитом и содержатся в ничтожном количестве; они замещаются хлоритом и эпидотом и ассоциируются с магнетитом и апатитом. Количественные соотношения минералов в этом граните иллюстрируются следующим подсчетом (табл. 3).

Таблица 3

Количественно-минералогический и химический состав красного гранита

Количественно-минералогический состав		Химический состав			
минералы	вес. %	компоненты	вес. %	компоненты	вес. %
Кварц	25.1	SiO ₂	74.98	Na ₂ O	2.79
Микроклин	35.1	TiO ₂	0.09	K ₂ O	4.27
Альбит	13.2	Al ₂ O ₃	14.30	H ₂ O ⁻	0.40
Олигоклаз	24.0	Fe ₂ O ₃	0.30	H ₂ O ⁺	0.20
Амфибол	0.1	FeO	1.00	Пот. при прок.	0.24
Биотит	1.7	MnO	0.06	BaO	0.02
Эпидот	0.1	MgO	0.42	P ₂ O ₅	следы
Хлорит	0.3	CaO	1.30		
Магнетит	0.4				
Сумма					100.37

Принимая во внимание, что дайки, а иногда и массивы красных гранитов почти повсеместно прорывают микроклинизированные участки серых гранитов, мы считаем вероятным, что породившая эти граниты магма, до своего внедрения и застывания в гипабиссальных условиях, могла служить источником щелочных растворов, проникавших из глубины в уже застывшую контактовую зону массивов серых гранитов. Внедрение красных гранитов происходило после окончания описанного в этой статье контактово-метасоматического процесса, так как дайки красных гранитов на ряде участков секут биотитовые роговики.

В. П. ЕРЕМЕЕВ

ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ КОНТАКТНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Наиболее древними породами в центральной части Тувы являются пизне- и среднекембрийские отложения. Следующая, отчетливо выделяемая толща охватывает слои верхнего силура, перекрытые бейкемским комплексом. Последний условно относится к девону и карбону. Этими данными и ограничивается стратиграфическая колонка.

Кембрийские отложения, впервые фаунистически охарактеризованные З. А. Лебедевой (1938), здесь наиболее распространены. Ими сложен почти весь северный склон хребта, включая и главный водораздел. Общая мощность всего кембрийского разреза оценивается А. Д. Смирновым примерно в 3 км. О кембрийских отложениях В. П. Масловым (1947) написана специальная работа, в которой довольно подробно рассматриваются состав и характер залегания кембрийских пород. В общей зеленокаменной свите их автором выделяются три главных типа пород: метаморфические сланцы, основные эффузивы и известняки. Метаморфические сланцевые породы нами не встречались, а А. Д. Смирновым они были обнаружены только в водораздельной части хребта. Они представлены кварцево-хлоритовыми, серицито-хлоритовыми и кремнистыми сланцами.

Преобладают в составе кембрия эффузивные породы, представленные преимущественно диабазами и реже порфиритами и их туфами. Среди зеленокаменной толщи незначительно распространены известняки, которые находятся в водораздельной части хребта, где они образуют весьма невыдержанные и быстро выклинивающиеся горизонты небольшой мощности. Таким же незначительным распространением пользуются и отложения верхнего силура, которые в нашем районе приурочиваются к пониженным частям рельефа — грабенам. Они представлены кристаллическими известняками, известковисто-кварцевыми красно-бурыми песчаниками.

Под бейкемским комплексом условно понимают в Туве эффузивные и осадочные породы с общим согласным напластованием между доказанными верхним силуром и юрой. Вся эта серия по возрасту относится предположительно к девону и карбону. В зеленокаменную толщу кембрия широко внедрены интрузивные породы; в пределах верхнесилурийских и бейкемских отложений нами они не наблюдались.

В тектоническом отношении хребет Восточный Танну-Ола рассматривается ныне как крупный антиклинорий, начало оформления которого связано с проявлением каледонской складчатости. Окончательное оформление антиклинория падает на герцинское время.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВЫ

В центральной части Тувы, среди зеленокаменных диабазовых пород широко развиты интрузии своеобразного кварц-диоритового и реже гранитного состава.

Кварцевые диориты образуют отдельные интрузивные тела различной величины. Резких границ между интрузиями и вмещающими породами нигде не удалось наблюдать. Обычно интрузии окружены широко развитыми экзоконтактными зонами, достигающими в некоторых случаях 2—3 км ширины. В этих зонах удалось отчетливо наблюдать диабазы, значительно перекристаллизованные в более крупнозернистые разновидности, причем во многих местах возникают участки, близкие уже к роговообманковым диоритам.

Иногда наблюдались вблизи интрузий крупные зоны до 100 м в поперечнике сильно «брекчированных» пород (магматические брекчии). Среди преобладающих диабазовых участков здесь выступает кварцевый диорит, то в виде цемента, то в виде интрузирующих жил. В некоторых контактах здесь же наблюдалось переплавление диабаза. Сначала интрузия вблизи контакта кажется более мелкозернистой, затем становится более насыщенной диабазовым материалом.

Эта зона, в которой наблюдается переплавление диабазового материала, имеет около 15 м в поперечнике и затем сменяется типичными роговиками, прослеженными нами на протяжении 120 м. В поле часто трудно отличить породы экзоконтактной зоны от кварцевых диоритов. Они являются переходным типом от диабазов к диоритам. Еще более трудно различать их под микроскопом. Так, в диоритах мы часто наблюдали среди преобладающих свежих кристаллически зернистых участков реликты минералов, более выветрелых, характерных для диабазовых пород. Все это дало нам основание высказать предположение о том, что приконтактные породы вокруг кварцевых диоритов являются экзоконтактной зоной, а сами кварцевые диориты являются эндоконтактной зоной несколько более глубоколежащих гранитов. Эрозия в данном месте вообще очень слабая; обнажения имеются только по рекам. Лишь в одном месте интрузивные породы вскрыты лучше, и там мы наблюдаем характерную картину: в центральной части обнажения в наиболее глубоких участках находятся типичные микроклиновые граниты, которые по мере продвижения в боковые зоны переходят в кварцевые диориты, а последние в роговообманковые разновидности и, наконец, в экзоконтактные породы.

Судя по однотипности наблюдавшихся интрузивных пород можно допустить, что все эти отдельные их выходы являются апикальными частями скрытого глубже крупного интрузивного тела, имеющего форму батолита.

Переходим далее к петрографии наших пород, к рассмотрению отдельно как вмещающих неизменных диабазов, так и гранитов и кварцевых диоритов с их контактными и экзоконтактными вариациями.

1. Диабазы, вмещающие интрузии

Наиболее древними породами в нашем районе, как указывалось выше, являются среднекембрийские диабазы. Неизменные их разновидности встречаются только в самых верхних водораздельных частях и в наиболее удаленных участках от выходов интрузий как гранитов, так и кварцевых диоритов.

Примером неизменного диабаза может служить типичный образец из нашей коллекции № 127. Это темная порода офитовой структуры (табл. I, микрофото 1), основу которой составляет идиоморфный плагио-

клас № 50 ($Ng' = 1.562$, $Np' = 1.554$), развитый в виде тонких длинно-вытянутых кристаллов. Промежутки между его выделениями заполнены аллотриоморфным, частично измененным авгитом, с константами: $cNg = 44^\circ$, $+2V = 53^\circ$. В одних случаях он перешел в уралит (актинолитовая роговая обманка с $N_{cp} = 1.655$), а в других замещен хлоритом двух разновидностей: 1) темносиневатый и более радиальнолучистый с светопреломлением $N_{cp} = 1.616 \pm 0.04$, диабантинового ряда, и 2) мутноватоводянистый, в крупных скоплениях и более железистый, афросидеритового ряда, с $N_{cp} = 1.625 \pm 0.03$. В виде единичных мелких зерен встречается иногда эпидот. К цветной части приурочены довольно крупные скопления рудных выделений.

Количественно-минералогический подсчет в 3 шлифах из обр. № 127 приводится в табл. 1.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав
диабаз, обр. № 127
(в объемн. %)

Минералы	Шлифы			
	I	II	III	среднее из I—III
Плагноклаз . . .	52.9	52.8	52.9	52.9
Пироксен	21.3	19.5	19.5	20.1
Уралит и хлорит	16.5	19.1	19.2	18.2
Рудные	9.3	8.6	8.4	8.8

Химический анализ этой породы, выполненный П. С. Лазаревич, приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химические анализы пород центральной части Тувы

Компоненты	Диабаз, обр. № 127		Гранит, обр. № 58		Кварцевые диориты				Диабаз аэзонок-тактно-измененный, обр. № 106	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	обр. № 93 и		обр. № 176		вес. %	мол. кол.
					вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.		
SiO ₂	44.74	0.744	69.17	1.152	56.21	0.936	55.95	0.931	54.95	0.914
TiO ₂	2.06	0.025	0.76	0.010	1.01	0.03	0.71	0.009	0.74	0.009
Al ₂ O ₃	16.30	0.160	13.17	0.129	16.10	0.158	18.51	0.181	17.43	0.171
Fe ₂ O ₃	4.15	0.026	3.09	0.019	2.82	0.017	4.01	0.025	2.97	0.019
FeO	9.05	0.125	2.18	0.031	6.08	0.83	4.04	0.056	5.33	0.074
MnO	0.22	0.003	0.11	0.001	0.26	0.004	0.17	0.003	0.25	0.003
MgO	6.72	0.166	1.62	0.040	4.31	0.107	3.89	0.097	5.12	0.127
CaO	10.82	0.193	3.16	0.057	7.72	0.137	8.09	0.144	7.66	0.137
Na ₂ O	3.04	0.048	3.10	0.050	2.68	0.044	3.25	0.059	3.44	0.055
K ₂ O	0.30	0.003	2.66	0.028	1.25	0.013	0.82	0.009	1.40	0.015
H ₂ O ⁻	0.18		0.16				0.14		0.08	
H ₂ O ⁺	1.94		0.88		1.06		0.93		1.24	
п. п. п.	0.16									
Сумма	99.68		100.06		99.50		100.51		100.61	

2. Гранитоидные породы

Среди гранитоидных пород центральной части Тувы различаются граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Установить точно взаимоотношения между гранитами и гранодиоритами, к сожалению, не удалось, так как макроскопически они почти неразличимы. Возможно, что, как сказано, гранодиориты являются краевой фацией гранитной интрузии. То обстоятельство, что граниты у сел. Байгак крайне близки к гранитам у сел. Сосновки как по петрографическому составу, так и по условиям залегания, а также их территориальные соотношения дали нам основание предположить наличие здесь одной сплошной интрузии, вытянутой в широтном направлении.

Кварцевые диориты обнажаются в более высокогорных местах и встречаются во многих местах северного склона Восточного Танну-Ола, причем преимущественно в тех местах, где он разрезается гидросетью.

Приводим описание наиболее типичных интрузий для всего района.

А. Сосновская интрузия

Граниты. Довольно хорошие обнажения серых гранитов прослеживаются на расстоянии около 2 км (фиг. 1 и 2). Вмещающими породами, кроме описанных выше диабазов, являются типичные гранатовые скарны, встреченные нами в восточной возвышенной части интрузивного выхода. На южной окраине гранитного тела наблюдались роговики и скарны.

Все это с несомненностью указывает на более молодой возраст данных гранитов по сравнению с вмещающими среднекембрийскими диабазами; в то же время они древнее, чем верхнесилурийские песчаники, налегающие на граниты.

Граниты Сосновской интрузии характеризуются сильной трещиноватостью и присутствием крупных зеркал скольжения.

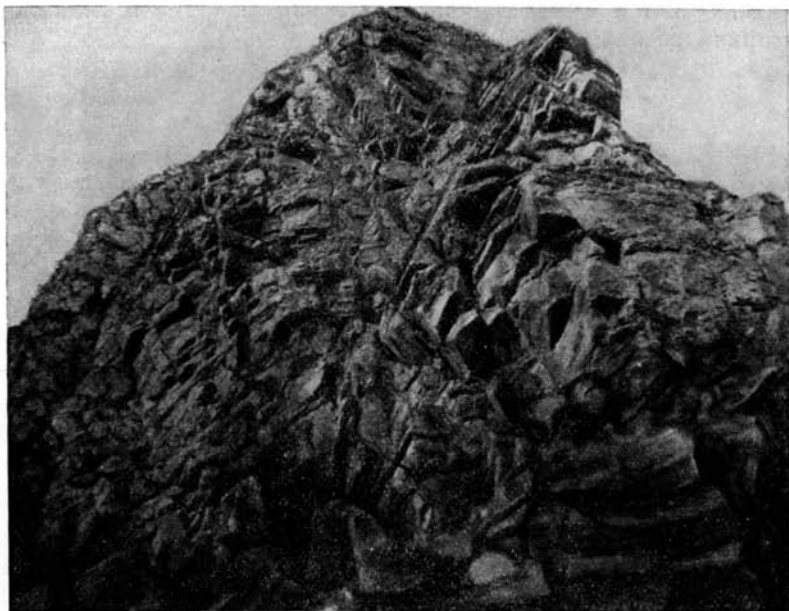
Произведенные нами многочисленные замеры трещин показали, что они имеют простирание ЮВ $50^\circ - 45^\circ \angle 60^\circ$. Общий характер трещиноватости виден из прилагаемой диаграммы (фиг. 3).

Интрузия пересечена рядом жил более молодых диабазов, преимущественно широтного простирания.

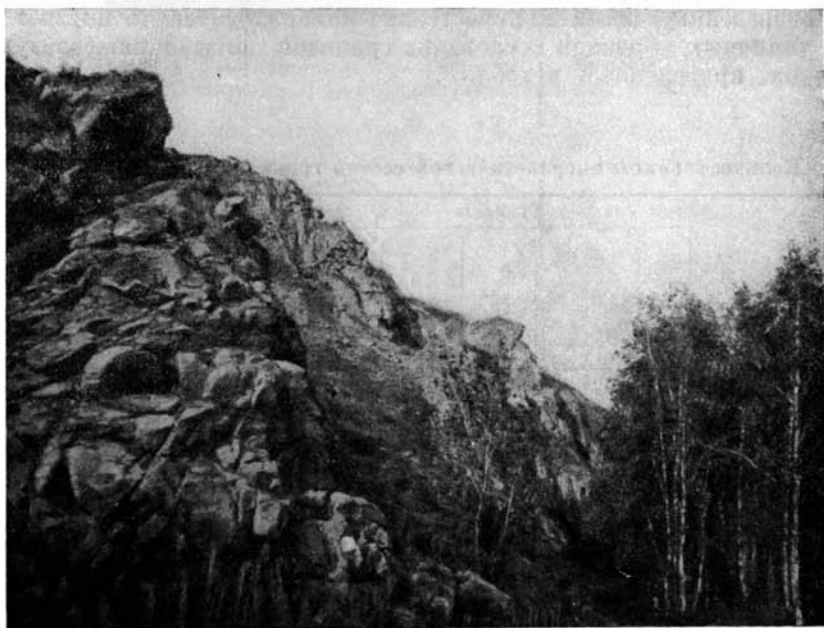
Мощность их в среднем около 0.5 м. Контакты с вмещающими породами резкие. Макроскопически типичные граниты Сосновки — среднезернистые, светлосерого цвета, но с характерными местами красноватым полевым шпатом (табл. I, микрофото 2). Темноцветные минералы распределены неравномерно. Из минералов преобладает обычно зональный плагиоклаз. Сохранили здесь свою свежесть только краевые части его выделений олигоклаз-андезиновые $Ng' = 1.552$ $Np' = 1.545$, что отвечает № 30. Центральные же их части, относящиеся к андезину № 40 ($Ng' = 1.558 \pm 0.02$, $Np' = 1.550 \pm 0.002$), сильно серицитизированы, пелитизированы и частично сосюритизированы. В значительно меньшем количестве присутствует калишпат, представленный свежим типичным решетчатым микроклином. Это — или подчиненные образования в промежутках между плагиоклазами, или более крупные и самостоятельные участки, в которых как бы погружены более мелкие кристаллы плагиоклаза. Иногда (обр. № 26) микроклиновые участки переполнены округлыми, как бы обсосанными зернами кварца (резорбция?).

Цветные минералы породы — роговая обманка и биотит.

Роговая обманка плеохроирует в зеленоватых тонах; $cNg = 15^\circ$, $-2V = 75^\circ$; частично она хлоритизирована и содержит включения титанита, апатита, магнетита.

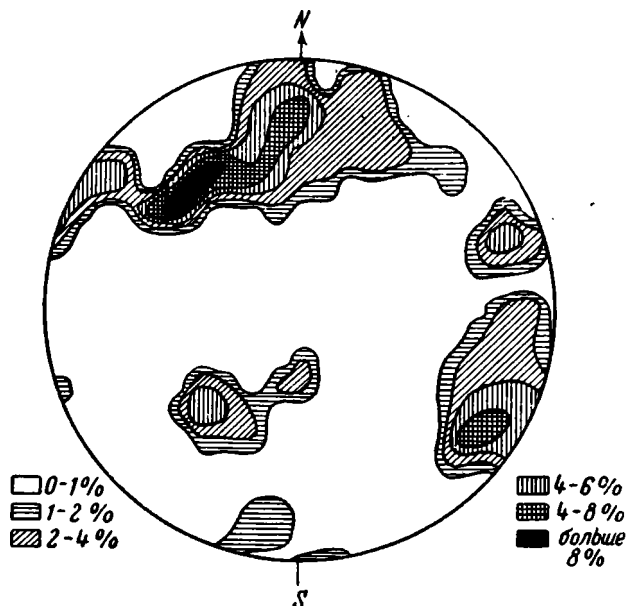


Ф и г. 1. Граниты в правобережье р. Турген у сел. Сосновки.



Ф и г. 2. Выходы гранита за сел. Сосновкой.

Биотит также в значительной степени хлоритизирован и содержит в виде включений те же акцессории, что и роговая обманка. Местами (№ 33) наблюдаются в нем типичная сагенитовая сетка и окаймления из зерен вторичного эпидота.



Фиг. 3. Диаграмма трещиноватости сосновских гранитов (по 50 замерам).

Произведенный нами количественно-минералогический подсчет наиболее типичных образцов сосновских гранитов показал нижеследующий состав их, приведенный в табл. 3.

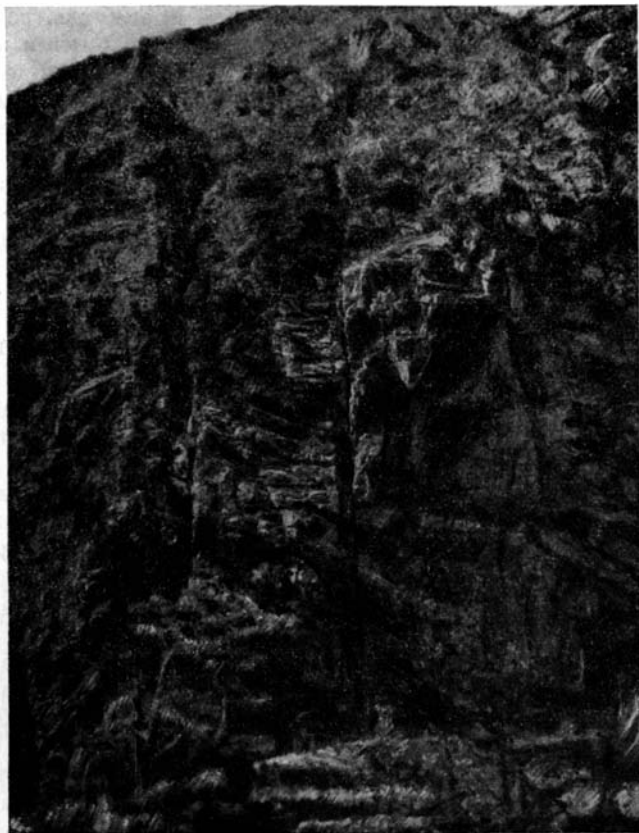
Таблица 3

Количественно-минералогический состав гранитов и граодиоритов

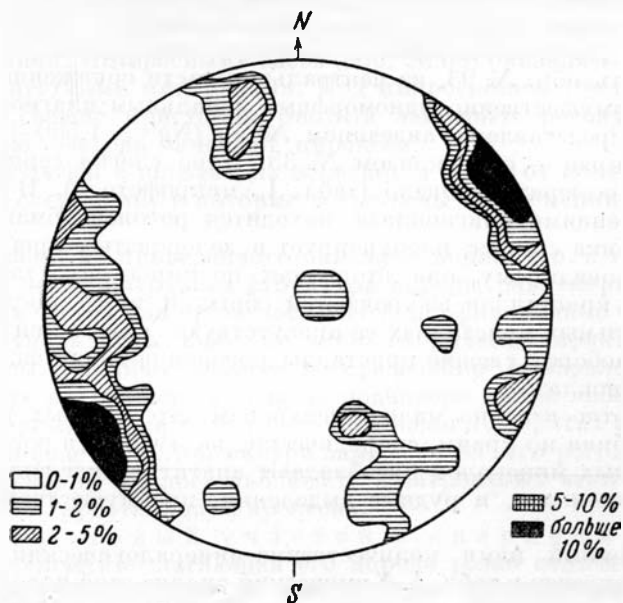
Минералы	Граниты						Граодиориты				
	26	27	33	50	58, среднее из двух	среднее из пяти	55	39	230	242	среднее из четырех
Плагиоклаз . . .	41.6	47.3	48.0	40.8	49.2	45.4	51.9	71.3	50.2	53.7	56.9
Микроклин . . .	33.4	19.9	20.9	20.7	19.2	22.8	5.9	1.2	10.0	8.4	6.4
Кварц	22.5	29.8	28.0	32.8	26.8	28.0	30.6	22.6	32.5	35.3	30.1
Роговая обманка . . .	—	—	1.2	3.8	0.7	1.1	4.7	3.3	3.3	1.7	3.2
Биотит	2.4	2.9	1.6	1.6	1.5	2.0	6.0	1.3	3.3	0.6	2.8
Титанит	—	—	—	—	2.2	0.4	0.5	0.2	0.3	0.3	0.3
Рудные	0.1	0.1	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.1	0.4	—	0.3

Химический анализ породы № 58 выполнен О. П. Острогорской в Институте геологических наук с результатами, приведенными в табл. 2.

Гранодиориты. Гранодиориты встречаются как среди гранитов сел. Сосновки, представляя собой, повидимому, их фациальную разность, так и на некотором удалении (фиг. 4). Гранодиориты в отдель-



Ф и г. 4. Гранодиориты в левобережье р. Турген (выше сел. Сосновки). В них видны секущие жилы диабаз.



Ф и г. 5. Диаграмма трещиноватости гранодиоритов по р. Турген (по 100 замерам).

ных пунктах имеют простираение отдельностей преимущественно $NO\ 320^\circ \angle 75-90^\circ$ (фиг. 5). Макроскопически они настолько близки к описанным выше сосновским гранитам, что в поле, как мы уже говорили, к сожалению, не удалось их выделить и установить более точно их взаимоотношения с гранитами. Под микроскопом характерно нередкое развитие порфировидной структуры. Количество микроклина незначительно, но зато в большом количестве присутствуют цветные минералы, представленные тем же биотитом и более свежей роговой обманкой. Количественно-минералогический подсчет наиболее типичных образцов дал результаты, представленные в табл. 3.

Б. Кварцевые диориты р. Турген

Довольно крупный выход кварцевых диоритов прослежен на протяжении около 5 км. Вмещающими породами интрузии служат те же описанные выше диабазы. В нижнем (северном) контакте они превращены в роговики, в верхнем (южном) возникает мощная (около 2 км) смешанно-контактная зона, переходная от кварцевых диоритов к диабазам. И в северном, и в южном контактах маломощные аплитовидные жилки прослеживаются на большие расстояния как в диабазах, так и в диоритах. Для контактных кварцевых диоритов характерно заметное обогащение их темноцветными материалами и более мелкозернистые их структуры. В центре выхода констатирован нами крупный (150 м) более меланократовый и более основной участок — видимо, ксенолит. В контактах интрузии с этим телом видно, как диориты становятся несколько более мелкозернистыми и неоднородными по составу.

В отличие от описанных выше гранитов резко бросаются в глаза большая свежесть кварцевых диоритов и отсутствие трещиноватости в них. В то время как в обнажениях граниты сильно раздроблены по трещинам отдельности, здесь мы наблюдаем крупные глыбы и блоки крепкой породы.

Макроскопически кварцевые диориты преимущественно среднезернистые, темносерого цвета, с резко выделяющимися довольно свежими кристаллами роговой обманки. В качестве типичного их представителя может служить обр. № 93, из центральной части обнажения. Порода эта сложена преимущественно идиоморфным зональным плагиоклазом, в котором ядро представлено андезином № 45 ($Ng' = 1.560 \pm 0.03$, $Np' = 1.553$), а края — олигоклазом № 35. Ядро слегка серицитизировано и частично соссуритизировано (табл. I, микрофото 3). В промежутках между выделениями плагиоклаза находятся роговая обманка и биотит. Роговая обманка свежая, плеохроирует в зеленоватых тонах; $cNg = 15^\circ$, $2V = 75^\circ$. Повидимому, она вторичная по пироксену, так как внутри отдельных ее кристаллов наблюдаются обрывки этого последнего минерала. В отдельных кристаллах ее присутствуют включения плагиоклаза, а местами, наоборот, свежие кристаллы роговой обманки включены в кристаллы плагиоклаза.

Биотита относительно мало; плеохроизм его в бурых тонах; наблюдается резорбция по краям, спорадические включения в роговой обманке. Из аксессуарных минералов преобладают апатит, в виде включений в кристаллах плагиоклаза, и рудные выделения, преимущественно в роговой обманке.

Произведенный нами количественно-минералогический подсчет породы № 93 приведен в табл. 4. Химический анализ этой породы, выполненный О. П. Острогорской в лаборатории Института геологических наук, приведен в табл. 2.

Количественно-минералогический состав кварцевых диоритов и диоритов

Минералы	№ образцов							Средн. из семи	№ образцов				Средн. из четы- рех	№ образ- цов	
	93	82	76	92	69	76	83		173	176	177	199		217	124
Плагинклас	66.6	50.2	59.7	67.4	55.2	59.5	58.6	59.5	79.0	69.2	65.0	65.4	70.1	68.4	48.0
Ортоклаз . . .		6.1						0.8							
Кварц	13.6	17.0	20.4	1.8	3.6	20.0	26.8	14.7	11.4	10.2	12.7	9.2	10.8		
Роговая об- манка	16.1	16.3	17.4	27.4	31.9	16.7	12.9	19.7	5.3	12.3	14.2	15.7	11.8	17.8	2.0
Биотит	3.4	9.4	1.2	2.0	5.3	0.6		3.0	3.0	6.9	5.5	9.2	6.1	0.1	
Пироксен . . .					1.4			0.7						8.4	47.9
Титанит							0.6	0.1							
Апатит							0.2		0.1	0.4		0.3	0.2		
Рудный	0.3	0.4		1.4	2.6		0.9	0.8	1.2	1.0	2.6	0.2	1.0	5.3	1.9
Прочие		0.6	1.3			3.2		0.7							0.2

Крайне интересными оказались кварцевые диориты из района южного контакта. Так, в образцах № 82, 83 и 76 резко бросается в глаза наличие большого количества кварца, в который погружены все остальные минералы породы. Местами плагинклас как бы резорбирован кварцем (табл. I, микрофото 4). Характерно также присутствие довольно свежего калишпата, отчасти с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Роговая обманка ($cNg = 12^\circ$, $2V = 85^\circ$) и здесь образовалась в результате замещения пироксена (местные реликты последнего). В пределах преобладающей среднезернистой массы породы встречаются отдельные крупные кристаллы плагинклаза типа порфировидных вкрапленников. В виде крупных вкрапленников присутствует иногда также и роговая обманка (№ 83), содержащая массу пойкилитовых включений более мелких кристаллов плагинклаза.

В диорите с северного контакта наблюдается та же неравномернозернистая структура, с теми же крупными вкрапленниками плагинклаза и роговой обманки. Интересными здесь (обр. № 69) оказались взаимоотношения между цветными минералами. Под микроскопом отчетливо видно, как довольно свежие кристаллы биотита замещают роговую обманку, которая в свою очередь замещает пироксен.

Ортоклаз встречен в шлифах из образцов в 100 м от контакта, в виде ксеноморфных скоплений, в которые погружены более мелкие кристаллы плагинклаза.

Таким образом, из приведенного описания видно, что, в то время как в центральной части интрузива структура породы равномернозернистая, в более краевых частях она принимает слегка порфировидные черты. Одновременно выступает здесь довольно четко гибридный характер эндоконтактной породы. Количественное распределение минералов в породе в разных местах интрузивного тела не подчинено какой-либо закономерности. Характерным является и то, что пироксен в диоритах присутствует всегда только в виде реликтов внутри замещающей его роговой обманки. Ни в одном случае не удалось наблюдать незатронутых этим замещением самостоятельных кристаллов пироксена.

Меланократовый участок в кварцевых диоритах. Макроскопически слагающая его порода резко отличается от вмещающих кварцевых диоритов по своему более темному цвету и более крупнозернистой структуре. Порода сложена (обр. № 87), в основном, плагинкласом и роговой обманкой. Плагинклас почти нацело замещен

серицитом, цоизитом, кальцитом и отчасти эпидотом. В некоторых местах он сильно трещиноват, и трещинки заполнены хлоритом. В некоторых псевдоморфозах по плагиоклазу (обр. № 86) присутствует радиальнолучистый пренит.

Роговая обманка также почти нацело изменена. Местами она замещена хлоритом и эпидотом. В обр. № 86 констатированы интересные псевдоморфозы по ранее бывшему железистому минералу (авгиту?).

Из аксессуарных присутствует относительно много апатита, часто в виде крупных короткостолбчатых кристаллов.

В. Унгешские кварцевые диориты

Два довольно крупных выхода кварцевых диоритов — южный и северный — расположены в 3—4 км друг от друга. Южный выход как на севере, так и на юге не резко отграничен от вмещающих пород; наблюдаются контактные брекчированные зоны, из которых северная шириной около 25 м, а южная — около 15 м. Участки диабазы, имеющие чаще овальную форму, сцементированы там и здесь диоритовым материалом.

В южном контакте эти брекчированные породы переходят далее в типичные роговики, которые прослежены нами на протяжении около 250 м.

Типичный образец породы из центральной части северного выхода (обр. № 176) как макроскопически, так и под микроскопом аналогичен описанным выше кварцевым диоритам (табл. I, микрофото 6). Та же гипидиоморфнозернистая структура и тот же состав. Плагиоклаз представлен тем же анлезином № 40. Промежутки между выделениями его заполнены обыкновенной роговой обманкой плесхроичной в зеленоватых тонах ($cNg = 12-13^\circ$), кварцем и биотитом.

Произведенный нами количественно-минералогический подсчет этой породы показан в табл. 4. Химический анализ этой же породы, выполненный О. П. Острогорской, приведен в табл. 2. Как видим, наблюдается большое химическое сходство с тургенскими диоритами.

В образцах, взятых нами из района южных контактов (обр. № 177), структура породы также неравномернотернистая и с теми же порфировыми вкраплениями плагиоклаза и роговой обманки.

Несколько отличными оказались диориты вблизи контакта северной части интрузии. Порода здесь (обр. № 173) значительно более крупнотернистая и менее свежа. Кроме того, и цветной частью она значительно беднее, чем в остальных участках интрузии. Произведенный нами количественно-минералогический подсчет указанного образца для сравнения приведен в табл. 4.

Диоритовая порода, представленная обр. № 199, близка к обр. № 177, однако в цветной ее части несколько больше биотита. Интрузия эта состоит из тонких аплитовидных жилками, состоящими, в основном, из пелитизированного ортоклаза и плагиоклаза, а в промежутках находится кварц.

Г. Балкаштыхские диориты

В качестве наиболее типичного образца может служить порода обр. № 217. Характерно здесь полное отсутствие кварца. Преобладает свежий идиоморфный зональный плагиоклаз (в центре № 50, в краях № 30) (табл. I, микрофото 5). В промежутках между кристаллами плагиоклаза имеется пироксен ($cNg = 42^\circ$, $2V = 60^\circ$), замещаемый частично роговой обманкой. К цветной части приурочены рудные выделения. Количественно-минералогический подсчет обр. № 217 приведен в табл. 4.



1



2



3



4



5



6

1. Диабаз. Обр. № 127. Увел. 20. Николи +. 2. Гранит. Обр. № 58. Увел. 2. Николи +. 3. Кварцевый диорит. Обр. № 93. Увел. 20. Николи +. 4. Кварцевый диорит. Обр. № 83. Увел. 36. Николи +. 5. Диорит. Обр. № 217. Увел. 20. Николи +. 6. Кварцевый диорит. Обр. № 176. Увел. 20. Николи +.

3. Контактные породы смешанного состава

Описанные нами кварцевые диориты, как указывалось выше, отделены от типичных вмещающих диабазов довольно мощной экзоконтактной зоной, образующей собою род ореола. Ореол такого рода прослежен был нами почти в сплошном обнажении на протяжении около 3—4 км. Подобные ореолы окружают не только тургенские кварцевые диориты, но и другие массивы того же состава, а равно и сосновские граниты.

Согласно микроскопическому исследованию цветная часть контактных пород представлена, как и в кварцевых диоритах, исключительно обыкновенной роговой обманкой, частично хлоритизированной, плагиоклаз же нацело замещен вторичными продуктами (серицитом, цоизитом). Что касается микроструктуры, то часто она отражает смешанный характер контактной породы. Так, в обр. № 20, взятом вблизи северо-западного контакта сосновского гранитного тела, отдельные участки породы сложены породой диабазового состава с типичной офитовой структурой, в то время как преобладающая масса в одних местах состоит из кварца, в котором как бы плавают отдельные кристаллы сильно пелитизированного и серицитизированного плагиоклаза и реже роговой обманки. В других местах среди крупных полей, состоящих из шахматного альбита, рассеяны идиоморфные кристаллы более выветрелого плагиоклаза, роговой обманки и игольчатого апатита. Из цветных в породе присутствует также хлоритизированный биотит, вторичный эпидот, титанит и отчасти рудные выделения. Близкий к предыдущему оказался обр. № 28, представляющий меланократовую породу, инфицированную крупнозернистыми и лейкократовыми жилками с крупными чешуйками биотита. Под микроскопом здесь наблюдаются, с одной стороны, выветрелые участки диабазового состава, а с другой — довольно свежие перекристаллизованные участки, где плагиоклаз как бы погружен в крупные кварцевые выделения и местами растворяется в них. Различаются параллельные участки, где кварц сменяется вторичным шахматным альбитом, с реликтами в некоторых его участках первичного сильно пелитизированного плагиоклаза. Здесь же кристаллики свежей роговой обманки аналогичны таковым кварцевых диоритов, в то время как в диабазовых участках та же роговая обманка хлоритизирована и несколько больших размеров. В некоторых кристаллах роговой обманки отчетливо видно замещение ею первичного пироксена. Плагиоклаз по составу в диабазовой массе относится к № 50, в перекристаллизованных участках к № 40—42. Из аксессуаров довольно обилён титанит.

4. Скарны и роговики

Выше мы отмечали, что в контакте с сосновской гранитной интрузией наблюдаются не только контактно-измененные диабазы, но также и скарны и роговики.

Микроскопическое исследование соответствующей породы обр. № 113 из северной части интрузии показало, что она состоит почти исключительно из эпидота, среди которого встречаются лишь мелкие зерна граната и очень редко мелкие зернышки кварца и альбита, местами же это типичный роговик из мелкозернистой кварцевой массы с крупными выделениями граната и с эпидотовой мелочью.

Интересные роговики наблюдались в южном контакте интрузии. Здесь в составе одних образцов (№ 62) преобладает эпидот, среди которого в подчиненном количестве присутствует кварц, причем последний, а также отчасти и эпидот, пронизаны тонкими иголочками силлиманита. Эпидот сопровождается титанитом.

Обр. № 63 состоит, в основном, из мелкозернистых кварц-альбитовых агрегатов, среди которых выделяются крупные зерна кварца и плагиоклаза (олигоклаза). Здесь же наблюдаются местные довольно крупные скопления эпидота и рудных минералов, а также апатит, неравномерно рассеянный в породе.

В обр. № 65, наряду с указанными выше минералами, присутствуют также измененная роговая обманка и мелкие рудные зерна. Довольно интересными оказались роговики из контактов с унгешскими кварцевыми диоритами, где они прослежены нами по всему разрезу, начиная от диоритового тела до нормальных вмещающих сланцев.

В обр. № 184 из непосредственного контакта наблюдается типичная роговиковая микроструктура. Мелкозернистая кварц-альбитовая масса с роговой обманкой и отдельными довольно крупными зернами кварца. Местные рудные выделения в виде зерен. Роговая обманка вторичная, слабозеленая, — мелкие обрывки и призмочки. Содержание ее в породе достигает в отдельных случаях 40%, но вообще распределена она крайне неравномерно. Из аксессуарных встречаются редкие мелкие зерна апатита.

Обр. № 185, взятый в 3 м от контакта, отличается от предыдущего большей крупнозернистостью. Кроме того, здесь значительно больше кварца, а роговая обманка присутствует в очень небольшом количестве (не свыше 3—5%). Наблюдаются также участки хлорита, которые образовались, видимо, по биотиту. Присутствующий здесь же плагиоклаз — альбит, частично пелитизированный и серицитизированный. Из аксессуарных — тот же апатит.

В обр. № 187, в 10 м от контакта, порода сравнительно равномерно-зернистая, но с той же роговиковой структурой. Преобладает мелкозернистый, слегка пелитизированный альбит, среди него частые выделения слегка хлоритизированной роговой обманки, темнозернистого мусковита и рудных зерен. Еще метрах в 10 далее (в 20 м от контакта) та же роговиковая порода (обр. № 188) сохраняет отчасти уже первоначальную свою слоистость или сланцеватость.

В обр. № 189, взятом в 20 м от предыдущего (и в 50 м от контакта), роговик еще более слоистый или полосатый. Одни полосы состоят почти исключительно из плагиоклаза, пелитизированного и частично серицитизированного, другие (более крупные), как обычно мелкозернистые роговиковые, кварц-альбитового состава.

Из наблюдений над образцами контактных пород дальше от массива следует, что по всей контактно-измененной зоне остаются постоянными в породе только кварц и альбит. Роговая обманка, присутствующая в большом количестве вблизи интрузии, по мере удаления ее от последней убывает и уже в 20 м от контакта вовсе исчезает, но зато появляются вторичные минералы — серицит и кальцит, содержание которых увеличивается по мере удаления от интрузии. Аксессуарный апатит концентрируется близ интрузии, на первых пяти метрах от контакта.

5. Жильные породы

Как мы упоминали выше, среди гранитов и кварцевых диоритов довольно часто встречаются жильные диабазы, преимущественно широтного простирания, при мощности их в среднем около 0.5 м и максимально не свыше 3 м.

В обр. № 30 из жилы среди сосновских гранитов диабазовая порода характеризуется порфировидной структурой с ясно выраженной офитовой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены моноклинным пироксеном-авгитом ($cNg = 42^\circ$, $2V = 60^\circ$) частично с агрегатным строением. Отдельные крупные зерна его замещены нацелто уралитом.

В основной массе идиоморфные длинновытянутые плагиоклазы зонального строения; частично серицитизированное ядро — № 62, края — № 30. Промежутки между плагиоклазом заполнены короткостолбчатым пироксеном и реже хлоритом и кальцитом.

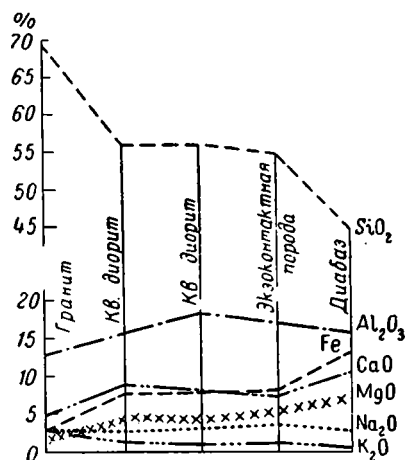
В обр. № 25 крупные порфировые вкрапленники представлены серицитизированным плагиоклазом, а в основной массе цветная часть состоит преимущественно из роговой обманки и реже пироксена.

Заключение

Из приведенного описания горных пород следует, что граниты, внедрившиеся здесь в диабазовую толщу, энергично воздействовали на нее, с образованием довольно мощной экзоконтактной зоны.

Эндоконтактная зона представлена широко развитыми выходами диоритовых и, в особенности, кварц-диоритовых интрузий. Как в эндоконтактных, так и в экзоконтактных породах сильно выражены окварцевание и другие минералообразования, отчасти в виде псевдоморфоз. Таково, например, образование роговой обманки в кварцевых диоритах по пироксену, который столь характерен для диабазов. В некоторых участках кварцевых диоритов сохранились реликты решетчатого микроклина, свойственного гранитам. Крайне характерны зоны переработки диабазовых участков, сцементированных кварц-диоритовым материалом (магматические брекчии) вблизи кварцевых диоритов. Химические анализы пород, в соответствии с минералого-структурными характеристиками, хорошо показывают все постепенные переходы от гранитов к диабазам (см. табл. 2 и диаграмму фиг. 6).

Все данные как полевых наблюдений, так и полученные нами в результате камеральной обработки собранных материалов, дают основание высказать предположение о том, что диориты и кварцевые диориты, описанные нами выше как эндоконтактные породы, являются гибридными породами. Гранитная магма, внедрившись в диабазовую толщу, переплавляла ее и дала мощную зону кварцевых диоритов.



Фиг. 6. Диаграмма изменения химического состава пород центральной части Тувы.

ЛИТЕРАТУРА

- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Тр. Монгол. ком., 1938, № 26.
Маслов В. П. О составе кембрийских отложений центральной Тувы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 3.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	1
В. И. Лучицкий. Ассимиляция и гибридизация на территории Украинского кристаллического массива	3
В. Ф. Морковкина. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия) . . .	14
В. И. Гоньшак ова. Гранитоиды Крык-Кудукского массива (Северо-восточный Казахстан)	41
О. С. Полк в ой. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан)	53
М. А. Ф а в о р с к а я. О некоторых явлениях метаморфизма на контактах трет ичных «серых гранитов» (Южное Приморье)	64
В. П. Е р е м е е в. Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы	71

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства В. Я. Марков. Технический редактор Г. Н. Шевченко.
Корректор В. К. Гарди.

РИСО АН СССР № 3427. Т-03971. Издат. № 2576. Тип. заказ № 257. Подп. к печ 24/VI 1950 г.
Формат бум. 70×108. Бум. л. 2¹/₂. Печ. л. 7,19. Учетно.-изд. л. 7. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 49

5/111-50

Цена 5 руб. 50 коп.