

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 148. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 44). 1953

Г. Д. Афанасьев. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. А. П. Лебедев. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. В. В. Ляхович. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. М. А. Фаворская. Роль процессов контаминации и метасоматоза в образовании третичных интрузий монцонитового типа некоторых районов Дальнего Востока. В. С. Коптев-Дворников. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. И. Е. Смorchков. Гранитоидные породы западной части Борщевочного хребта. И. А. Преображенский. Химизм горных пород Забайкалья.



ТРУДЫ

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 148. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 44). 1953

Г. Д. Афанасьев. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. А. П. Лебедев. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. В. В. Ляхович. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. М. А. Фаворская. Роль процессов контаминации и метасоматоза в образовании третичных интрузий монцонитового типа некоторых районов Дальнего Востока. В. С. Коптев-Дворников. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. И. Е. Сморгчов. Гранитоидные породы западной части Борщевочного хребта. И. А. Преображенский. Химизм горных пород Забайкалья.



Главный редактор
академик Д. С. БЕЛЯНИН

Ответственный редактор
Г. Д. АФАНАСЬЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формация гранитных пород по своему научному и практическому значению представляет один из важнейших объектов петрографии. С этой формацией обычно ассоциируются многие месторождения цветных, редких и других металлов; сами граниты и связанные с ними пегматиты также используются как ценное неметаллическое минеральное сырье.

В настоящем выпуске «Трудов Института геологических наук» содержится ряд очерков по важнейшим проблемам современной петрографии, что касается в особенности вопросов характеристики, классификации и происхождения гранитоидных горных пород. Авторами очерков, независимо от литературных изысканий, сведены весьма богатые оригинальные исследовательские материалы. С выводами их, конечно, не всегда можно соглашаться, но от этого не теряется исключительная ценность тех фактов, которые в результате тщательнейших наблюдений и сопоставлений прочно установлены ими. Представляется нам таким образом, что и настоящая книга, подобно ряду предыдущих петрографических сборников специалистов ИГН, займет надлежащее место в библиотеке современного петрографа.

Отнюдь не с тем, чтобы так или иначе навязать свое мнение читателю, но лишь в интересах общей его ориентировки сочли мы полезным предпослать публикуемым здесь очеркам нижеследующие краткие строки.

В первом из очерков, принадлежащем Г. Д. Афанасьеву, с одной стороны, приводится ряд критических замечаний по проблеме происхождения гранитов, как она трактуется иностранными авторитетами, а с другой — противопоставляются их представлениям взгляды по этому вопросу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и некоторых других специалистов и используется, далее, личный исследовательский опыт автора по гранитоидам северо-западного Кавказа и некоторых других горных местностей Советского Союза, для обоснования его собственных воззрений по означенной проблеме.

Поскольку, однако, опыт этот относится у него в сущности только к палеозойским гранитам и гранитоидным породам складчатых зон, постольку и распространяет он свое рассмотрение именно на них, не вводя в его круг архейские граниты платформ. Г. Д. Афанасьев остается последовательным магматистом, хотя и не отрицает явлений гранитизации, т. е. метасоматического преобразования пород субстрата в гранитоподобные породы, однако приписывает этим явлениям, по сравнению с магматическими процессами, подчиненное значение и считает источником их все те же магматические массы.

Из трех последовательных магматических комплексов, устанавливаемых Г. Д. Афанасьевым на северо-западном Кавказе, нижнепалеозойский

рассматривается им в виде серии дифференциатов глубинной магмы основного состава, остаточные продукты которой — небольшие тела натриевых гранитов и аляскитов — были интрузивированы после внедрения ранних дифференциатов — габбро-амфиболитов, ультраосновных пород и тоналитов. Таким образом, он примыкает здесь в известной мере к петрогенетической теории Боуена. Что касается двух других северокавказских магматических комплексов — средних- и верхнепалеозойского, то соотношения преобладающих в них гранитных пород и незначительных «базифицированных» их оторочек никак не укладываются у него в представление о дифференциации магмы основного состава; скорее в обоих этих случаях он склоняется к анатексису, т. е. к процессам переплавления сложной серии осадочных пород и залегавших среди них древних магматических образований в условиях прогибавшихся геосинклинальных зон.

В следующем очерке, по проблеме происхождения анортозитов, автор его А. П. Лебедев преимущественное свое внимание уделяет тем массивам или формациям их, в которых они имеют самостоятельное значение, залегающая в древних толщах гнейсов и метаморфических сланцев, слагающих осевые части древних орогенических зон или входящих в состав краевых складчатых зон древних кристаллических щитов. Именно здесь проблема приобретает наибольшую сложность. Что касается анортозитов, образующих подчиненные (жилы или шпировые) дифференциаты среди более молодых габбровых формаций мира, то они рассматриваются автором лишь попутно, поскольку, как он думает, генетическая их природа как дериватов базальтовой магмы, не вызывает особых сомнений.

В отношении первой и наиболее важной, таким образом, группы анортозитов А. П. Лебедев, на основании подробного литературного обзора и личного его опыта в Северной Карелии, на Волыни и в Забайкалье, устанавливает закономерную ассоциацию соответственных крупных анортозитовых интрузий с огромными массами кислых магматических, преимущественно гранитоидных горных пород. Это наводит его на мысль о происхождении анортозитового расплава из общего с кислой магмой глубинного очага, на определенных стадиях развития которого, под влиянием ассимиляции огромных масс глиноземистых и карбонатных материалов, входивших в состав древних складчатых зон, происходило его отщепление. Все это должно было иметь место в условиях наиболее глубинных зон метаморфизма, где метаморфические и магматические процессы смыкаются между собою.

Отдавая должное значительной обоснованности означенного заключения, мы не можем одновременно не пожалеть о недостаточном внимании автора к более мелким анортозитам второй его группы. А это тем более, что вряд ли можно рассматривать их как простые дериваты базальтовой магмы. Скорее всего, что также и здесь не обходилось дело без серьезного участия в нем гранитоидов.

В противоположность двум предыдущим очеркам, широко охватывающим соответственные проблемы, в третьем из них, принадлежащем В. В. Ляховичу, находим мы описание не больше как лишь одного конкретного петрографического случая, а именно — эндоконтактных изменений в теле одного из молодых кавказских гранитов на границе его с известняками. Изменения эти, отчасти по окраине самого массива, отчасти в дайках от него, проникающих в толщу известняка, настолько, тем не менее, характерны и эффектны, что приобретают весьма значительный общий петрографический интерес. Среди эндоконтактных разностей оказываются здесь, в частности, и гранодиориты, и диориты, и лабрадоровые аплиты, и аляскиты, и кварцевые сиениты и проч., причем все это не в виде отдельных самостоятельных тел, а в виде отдельных участков, связанных между собою постепенными переходами. В общем, как видим,

весь эндоконтактный процесс настолько в данном случае сложен, что требует для надлежащей ориентировки в нем дальнейшего и специального физико-химического изучения.

В очерке В. С. Коптева-Дворникова, на основании многолетней личной его исследовательской работы в Центральном Казахстане, детально и убедительно характеризуются явления гибридизации за счет пород кровли исходного, как правило, гранитного состава магмы палеозойских интрузивных комплексов этой местности. В кровле этой преобладают, согласно данным автора, средние и основные вулканогенные породы, и не что иное, как именно контрастный их состав по отношению к гранитам обеспечил широкое распространение явлений гибридизма в Центральном Казахстане.

В существующей литературе по Казахстану эти явления не пользуются большим вниманием: обычно они приносились в жертву теориям дифференциации, или описывались лишь мимоходом. В. С. Коптев-Дворников, детально проанализировав их, пришел к выделению по крайней мере четырех рядов магматических гибридных пород, связанных постепенными переходами с гранитами. Первый из этих рядов, главный во многих районах, включает в себя: габбро — габбродиориты — диориты — кварцевые диориты — тоналиты — адамеллиты — граниты. Другие ряды, характеризующиеся некоторым нарастанием калийности в них, играют более второстепенную роль. Четвертый ряд, наиболее калийный из всех, обнимает собою: сиениты — граносиениты — граниты.

Исследования автора подтверждают существующие взгляды о большой роли летучих в процессах гибридизма и о связи этих последних с зонами раздробления пород кровли и вообще с тектонической обстановкой явлений.

Очерк М. А. Фаворской по вопросу образования третичных интрузий монцонитового типа в некоторых районах Дальнего Востока посвящен приблизительно тем же явлениям гибридизма, как и в только что рассмотренном случае палеозойских комплексов у В. С. Коптева-Дворникова, с той, однако же, разницей, что в третичных интрузиях имели место эти явления не столько за счет пород кровли, сколько в результате воздействия более позднего кислого расплава на основную интрузивную породу.

И. Е. Сморгачев в своей работе по гранитоидам западной части Борщевочного хребта относит все их к единому, предположительно мезозойскому, интрузивному комплексу, подчиненному общей антиклинальной структуре вмещающих его кристаллических и метаморфических сланцев докембрия и отчасти нижнего палеозоя. Характерную структурную и количественно-минералогическую их пестроту приписывает он в особенности неравномерному в исходной магме распределению летучих компонентов. Специально порфиробластические гранитоиды комплекса образовались, по его представлению, за счет гранитизации вмещающих амфиболитов.

Несколько особняком от всех предыдущих очерков находится специальное исследование И. А. Преображенского по химизму горных пород Забайкалья, где использовано для этой цели 339 анализов изверженных, 43 — метаморфических и 18 — осадочных горных пород. Наибольшее внимание в очерке уделяется первым из них, причем приводятся соответственные вариационные кривые, показывающие частоту встречаемости окислов в них, и применяются сложные диаграммы для графического изображения химического состава пород. Эти последние в общем напоминают известные диаграммы А. Н. Заварицкого, с той, однако же, разницей, что при их составлении используются весовые проценты окислов, как они даются химическими анализами, без перечисления их на другие

величины, так как перечисления эти не дают, по мнению автора, новых закономерностей. По этому поводу необходимо, однако, заметить, что и самая укладка химических величин в диаграммы не сопровождается вскрытием каких-либо новых закономерностей и служит лишь целям наглядности. В этом отношении диаграммы и А. Н. Заварицкого и И. А. Преображенского одинаково слишком сложны и не представляют каких-либо особых преимуществ по сравнению с непосредственным рассмотрением цифр анализов горных пород.

Так или иначе, но и произведение И. А. Преображенского является оригинальным и творческим, направленным на улучшение характеристик изверженных горных пород.

Весь настоящий выпуск, как мы уже и предупреждали в самом начале, без всякого сомнения, достаточно заинтересует наших специалистов и окажет им помощь в их собственной трактовке соответствующих петрографических проблем.

Академик | Д. С. Б е л я н к и н |

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

МАТЕРИАЛЫ К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ГРАНИТОИДАМ НЕКОТОРЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения гранитов настолько сложна, что удовлетворительное разрешение ее может быть обеспечено только совместными исследованиями петрографов и геологов широкого профиля, при обязательном глубоком понимании физико-химических закономерностей, регулирующих миграцию вещества в земной коре.

Ведущиеся в последние десятилетия оживленные дискуссии о путях образования гранитов сводятся в основном к вопросу — магматическим или немагматическим путем они образовались?

Немагматический способ образования гранитов сводится к процессу замещения гранитизирующими агентами уже существующих твердых горных пород разного состава, вплоть до осадочных, без перехода исходных пород в расплав.

Вопрос о происхождении гранитов, несомненно, принадлежит к числу важнейших проблем не только петрографии, но и геологии в целом. Это становится очевидным не только при обзоре многочисленной литературы, посвященной дискуссии о гранитах. Значение этой проблемы для петрографии как науки о горных породах бесспорно, так как неуверенность или незнание основных процессов, ведущих к образованию одной из распространеннейших на земной поверхности горных пород, возбуждает сомнения вообще в возможности петрографии как науки не только описывать и регистрировать явления природы, но и объяснять их причины и вскрывать закономерности этих явлений, с целью сознательного использования их для запросов науки и практики.

В проблеме образования гранитов, как в фокусе, сходятся важнейшие нерешенные задачи и петрографов, и тектонистов, и геологов — специалистов по рудным месторождениям. Безусловное значение имеет она также для геохимиков и для петрографов-осадочников. Развитие земной коры во времени не может быть осознано сколько-нибудь полно без разрешения этой проблемы.

Сущность теоретических воззрений, имеющихся по вопросу о происхождении гранитов, в краткой, но исчерпывающе полной форме изложил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из своих последних работ «Проблемы магмы» (1939). Позднее подробный обзор литературы,

посвященной проблеме происхождения гранитов, был сделан Б. М. Куплетским (1942). Представления о происхождении гранитов, существовавшие в первой половине XIX века, были рассмотрены П. И. Лебедевым (1946).

В иностранной печати за последнее десятилетие виднейшие представители зарубежной петрологии — П. Ниггли, Н. Боуэн, Х. Рид и Х. Баклунд и другие — выступали с итоговыми статьями, в которых освещали современное состояние проблемы гранитов, а подчас и более широко — проблемы магмы, — основанное на использовании опыта петрографов преимущественно зарубежных стран, с трактовкой этого опыта в зависимости от научно-теоретической позиции автора, подводящего итоги.

Мною в 1951 г. опубликован доклад, кратко характеризующий состояние изученности гранитной проблемы у нас и за границей (Афанасьев, 1951₂).

Ниже более подробно освещается современное состояние вопроса о происхождении гранитов, как оно изложено в итоговых работах крупнейших петрографов последнего времени. Следует сразу отметить, что дискуссионные статьи, в частности собранные в переводных сборниках, выпущенных у нас в 1949 и 1950 гг. под названием «Проблемы образования гранитов», в основном оперируют фактами, давно волнующими умы петрографов и послужившими материалом для классических исследований конца прошлого и начала нынешнего столетия. Собственных новых фактов, убедительно влияющих на прочность диаметрально противоположных позиций, оппонентами не приводится. Последовательные гранитизаторы, помимо привлечения на помощь идей петрографов французской школы (Мишель Леви, Лакруа, Фурнэ и др.) и скандинавской (Седерхольм в основном), используют наблюдения 30-х годов петрографов США (Андерсон и др.) и Англии (Рейнольдс), трактующие о роли метасоматоза, диффузии и пр. при образовании пород гранитного состава. Сторонники же магматического происхождения гранитов в основном апеллируют к общим положениям и выводам, полученным петрографами со времени Геттона до работ Н. Боуэна.

Целью первого раздела настоящей работы является выяснение того, какие же конкретные вопросы входят в весьма обширный круг сложных, а подчас и надуманно усложненных, природных явлений, именуемых «гранитной проблемой», и в каком состоянии находится сейчас решение этих вопросов.

В следующем разделе приводится и разбирается имеющийся у автора фактический материал, полученный при изучении гранитоидов некоторых геосинклинальных областей Советского Союза, с целью ответа на некоторые вопросы, связанные с разрешением проблемы происхождения гранитов и выяснением путей, по которым должны быть направлены усилия петрографов для успешного решения этой труднейшей задачи.

1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ

Краткий анализ состояния вопроса давался мною в монографии, посвященной петрографии палеозойских гранитоидных формаций северо-западного Кавказа (Афанасьев, 1950₁), а также в докладе на сессии ОГГН в 1951 г. Учитывая работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, П. И. Лебедева, Б. М. Куплетского, П. Ниггли, Н. Боуэна, Х. Риды и Х. Баклунда и других авторов, полностью отражающих историю вопроса, мы в основном коснемся в нашем изложении только некоторых разделов проблемы, особенно важных для понимания происхождения гранитов.

Во времена спора нештунистов и вулканистов представления о происхождении гранитов совершенно четко являлись диаметрально противо-

положными. За прошедшее с тех пор до 1937 г. время многочисленные работы французской и скандинавской школ, при общем господстве взглядов о магматическом происхождении гранитов, расширили представление о роли магматических гранитов, делая их причиной так называемой «имбибиции» — процесса, известного под названием «масляного пятна», и мигматизации, до придания этим явлениям крупного значения в деле преобразования вмещающих пород в гранитоподобные породы. Таким путем наметилось известное сближение немагматической и магматической точек зрения. Вместе с тем на этот период приходится расцвет теории о кристаллизационной дифференциации магмы, как будто бы подтверждавшейся экспериментальными работами.

Все виднейшие петрографы того периода — Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Р. О. Дэли, Н. Боуэн и многие другие — являлись последовательными сторонниками и теоретиками магматического происхождения гранитов, имея в виду широкие рамки объема понятия о магматическом происхождении.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, например, еще в прошлом столетии ввел в петрографию понятие о синтесисе (процесс сплавления вмещающих пород интродуцирующей магмой). Им же в полной мере признавалось значение магматических процессов для явлений инъекционного метаморфизма, фельдшпатизации и других процессов (ассимиляция, гибризм), но при всем этом Ф. Ю. Левинсон-Лессинг оставался убежденным сторонником существования изначальной (ювенильной) магмы двух типов — основной и кислой. Эта точка зрения не разделялась многими другими видными петрографами (Н. Боуэн), которые считали, что имеется одна изначальная магма — основного состава, из которой путем кристаллизационной дифференциации происходят и граниты.

Начиная с 1937 г. происходит воскрешение идей французской и скандинавской школ о процессах фельдшпатизации, имбибиции и мигматизации и бурное их развитие в гипотезу о гранитизации — немагматическом происхождении всех без исключения гранитов. В связи с этим уместно привести выражение Рида, последовательного «гранитизатора», о том, что «семена, заложенные в трудах фенноскандинавских геологов Седерхольма, Холмквиста и др., нашли расцвет в работах Вегмана, Кранка и Баклунда, хотя очень может быть, что многие из более поздних цветов показались бы их садовникам экзотическими, а некоторые даже уродливыми» (Рид, 1949, стр. 252).

Главнейшие спорные вопросы происхождения гранитов нашли отражение в статьях П. Ниггли (1949), Н. Боуэна, Х. Рида, Х. Баклунда, Р. Рестолла, А. Баддингтона, Д. Рейнольдс и других, помещенных в сборниках «Проблемы образования гранитов» (1950), причем даны они здесь в трактовке и «магматистов» и «гранитизаторов» — авторитетов зарубежной петрографии.

Для большей конкретизации состояния проблемы о происхождении гранитов следует, учитывая громадный объем природных явлений, охватываемых современными представлениями о петрогенезисе изверженных и метаморфических пород, ограничиться тем принципиальным, что действительно противопоставляет гипотезу о магматическом происхождении гранитов гипотезе гранитизации.

С этой точки зрения мне представляется неправильным расширение понятия гранитизации, делаемое редактором одного из переведенных у нас сборников «Проблемы образования гранитов» (1950) А. П. Лебедевым в предисловии, где он включает в понятие гранитизации (стр. 6) и происхождение гранитов путем переплавления осадочных пород на глубине. В своей недавней работе (Афанасьев, 1950, стр. 160) я уже указывал на слишком расширенное понятие гранитизации Мак Гре-

гором и Вильсоном, которые в своей формулировке объединяют принципиально разные способы образования гранитоидных пород: 1) путем кристаллизации из магматического расплава и 2) путем метасоматического изменения разных, в том числе и осадочных пород флюидами, подчас неизвестного происхождения.

Поэтому я считаю правильной попытку Х. Рида ограничить объем понятия гранитизации и рассматривать ее как «процесс, в результате которого твердые породы превращаются в породы гранитного характера без прохождения через магматическую стадию» (Рид, 1949). Конечно, и такое определение является еще слишком широким, но оно содержит признак коренного различия двух способов образования полнокристаллических горных пород, так как магматический путь предполагает кристаллизацию гранита из сравнительно гомогенного расплава — магмы, а гранитизация исходит из представления о том, что гранит может образоваться из гетерогенной системы твердых пород путем сложных преобразований, главным образом за счет метасоматических процессов, минуя стадию полного перехода серии твердых пород в гомогенную относительно жидкую массу — магму.

Какие же главнейшие стороны проблемы образования гранитов заставляют виднейших геологов вести спор свыше ста лет? Основные моменты этого спора к настоящему времени с известной схематичностью могут быть сведены к следующим дискуссионным вопросам.

1. Почему среди пород, обычно относимых к изверженным, в эффузивных проявлениях преобладающими являются основные породы — базальты и андезиты, а среди интрузивных — породы группы гранитов?

2. Почему, несмотря на разнообразие пород, все они все же укладываются в несколько типов, распространенных повсеместно?

3. Как объяснить заполнение гранитами громадных объемов в земной коре (так называемая проблема пространства)?

4. Каким путем объяснить частое совместное присутствие гранитов и гнейсов, а также незаметный (постепенный) подчас переход от гранитов к метаморфическим породам, вследствие явлений фельдшпатизации, имбиции и мигматизации?

5. Каковы причины неудач при попытках объяснить происхождение преобладающих в земной коре гранитоидных масс за счет магматической дифференциации (комплексной, в основном кристаллизационной по Ниггли) ювенильной единой магмы базальтового типа, что неизбежно приводило сторонников магматизма к дуалистическому представлению о существовании двух и даже больше типов ювенильных магм?

Эти спорные общие вопросы по нашей проблеме существуют наряду со следующими несомненными фактами двойного рода.

1. Несомненно магматическое происхождение эффузивных пород, в особенности, как подчеркивает Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1937), массовых базальтовых излияний. Кислые лавы гранитного состава (риолиты, липариты) также представляют хорошо известное явление, количественно, правда, уступающее проявлениям базальтовых и андезитовых лав. Поэтому Ф. Ю. Левинсон-Лессинг ставит вопрос, не говорит ли эффузивная магма о существовании и интрузивной магмы?

2. С другой стороны, Х. Рид, особенно подробно останавливаясь на случаях связанного с одним источником и одновременного образования вкрапленников (порфиробласт) полевого шпата: 1) в гранитах, 2) в ксенолитах осадочных пород среди этих гранитов и 3) во вмещающих эти граниты сланцах, считает, что «так как включения, содержащие полевые шпаты, имеют осадочное происхождение, то и порода, вмещающая ксенолит и такие полевые шпаты, имеет также осадочное происхождение. Порфировидные граниты образовались из осадочных пород благодаря

усилению процесса фельдшпатизации». В частности, основываясь на этом, Х. Рид пишет: «Только тот, который, как Бурбоны, ничего не забыл и ничему не научился, может отрицать действительность превращения твердой породы в породу гранитного характера без прохождения через магматическую стадию» (Рид, 1949).

Второе из приведенных практических положений, служащее, по Х. Риду, одним из самых убедительных доказательств образования подавляющей массы гранитных пород за счет гранитизации, будет ниже рассмотрено подробнее в свете имеющегося у автора личного и описанного в литературе фактического материала. Ниже вкратце приводятся суждения и факты, обосновывающие эти суждения, которые излагают наши ведущие советские петрографы в своих работах или авторитеты зарубежной петрографии в последних сводках по этой проблеме.

Остановимся сначала на выводах зарубежных петрографов, как обычно почти не учитывающих работ большого принципиального значения, выполненных у нас, в Советском Союзе, по проблеме гранитов в целом, а также по частным вопросам, с нею связанным.

П. Ниггли (1949) свою статью, опубликованную в первом сборнике, начинает с расчленения проблемы на ряд составляющих ее разделов, как то: нептунизм и плутонизм, метаморфизм, магматизм и т. д. На основании исторического обзора аргументов, которые выставлялись сторонниками осадочного происхождения гранитов против плутонистов, — например: что последовательность выделения минералов в граните (кварц и др.) противоречит представлению о кристаллизации гранита из расплава, или что вулканическая деятельность — это подчиненное явление, хотя на самом деле можно говорить о «вездесущности» магмы, и т. д., — а также в результате рассмотрения истории вопроса, автор приходит к выводу, что на основе наблюдений и рассуждений спор окончился в пользу плутонистов. Вместе с тем он отмечает, что взамен гипотезы об осадочном происхождении гранитов с середины XIX столетия появляется новая гипотеза — гипотеза образования гранитов путем метаморфизма.

В этом разделе П. Ниггли прежде всего протестует против расширения понятия метаморфизм, в утрированном виде указывая, что изверженная порода, путем выветривания, транспортировки и отложения превращенная в осадочную породу, все же будет только осадочной, но никак не метаморфической породой. Аналогично порода, полностью расплавленная и после вновь образовавшая породу (с перемещением или без него), всегда будет породой магматического происхождения.

Поэтому понятие метаморфизма применимо, по его мнению, в тех случаях, когда порода при всех изменениях в основном характеризуется твердым состоянием.

Вместе с тем, допуская возможность «ультраметаморфизма», П. Ниггли опять рассматривает возможность образования гранитов метаморфическим путем в историческом разрезе.

Против такого способа образования он приводит старые аргументы, имеющие силу и сейчас. В частности, относительно образования больших гранитных массивов в результате метаморфизма осадочных образований на месте их залегания, особенно в связи со взглядами Ван Беммелена, он задает такие вопросы: 1) почему поднимаются эманации, способствующие метаморфизации, и 2) какая причина всегда приводит к образованию гранодиорит-гранитового конечного продукта, в котором, независимо от всего разнообразия осадков, полностью исчезает первоначальная сложность?

В дальнейшем П. Ниггли отмечает ряд существующих заблуждений относительно значения структурных особенностей для выяснения условий образования магматических пород.

1. Первый предассудок — это представление о том, что застывание расплавленной массы является единым краткосрочным актом. По словам П. Ниггли, «именно при плутоническом образовании пород совокупность процессов, приводящих к конечному продукту, который возможно определить минералогически и структурно, распределяется на промежуток времени, который подобен таковому при метаморфическом образовании пород в условиях ката- и мезозоны» (Ниггли, 1949, стр. 37). К длительности плутонического образования пород добавляются относительно высокая температура, пропитывание уже образовавшегося твердого вещества остаточными поровыми растворами, а позднее пневматолитовыми и гидротермальными растворами, что нередко приводит к автометаморфизму или термическому преобразованию первоначально образующихся пород.

2. В корне неверно существующее мнение о том, что реакционные серии, перитектические превращения, резорбция и повторные выпадения, замещения и синтектические реакционные формы противоречат представлению о кристаллизации из расплава.

3. Мнение о том, что нельзя опыты с сухими расплавами переносить на природную обстановку, П. Ниггли отводит на том основании, что в доказательство противоположной точки зрения не делалось даже попыток эксперимента.

В дальнейшем, после ссылок на высказывания Седерхольма и Вегмана, в связи с уточнением терминов мигматит, мигматизация и гранитизация, П. Ниггли, резюмируя раздел, посвященный метаморфизму-магматизму, приходит к выводу, что граниты и гранодиориты с обычными химическими, минералогическими, структурными и текстурными признаками обладают типичным характером магматических пород. Что же касается общих основных принципов, на которых может быть основано представление о магматическом генезисе гранитов, то П. Ниггли определенно не формулирует своих выводов, но, придавая главное значение магматической дифференциации, повидимому соглашается и с существованием палингенных гранитов. Магматическую дифференциацию П. Ниггли определяет как многообразие изверженных пород какого-либо геологического комплекса, обусловленное в первую очередь процессами, которые являются естественным следствием внедрения магмы и которые происходят от изменения состояния самой магмы. Оказывает влияние и ассимиляция, однако имеются внутренние факторы, определяющие всю совокупность наблюдающихся переходов.

Приведенный обзор статьи П. Ниггли говорит о том, что он в общем не прибавляет к ранее известным новым аргументов в пользу магматического происхождения гранитов. Ценным в его статье следует признать напоминание о явлениях, происходящих в длительно формирующейся интрузивной массе, к которым относятся и автометаморфические процессы и изменения, вызываемые гидротермами.

Н. Боуэн начинает свою итоговую статью весьма пессимистически: «Было бы прекрасно, если бы я здесь сразу мог сказать вам все о магмах. Разумеется, сделать этого нельзя, но может быть естественно было бы ожидать, что человек, проведший лучшую часть своей довольно долгой жизни за изучением магмы, мог бы суммировать то, что известно об этом. К сожалению, однако, нам легче пожалуй сказать о том, что мы не знаем о магмах, чем то, что мы о них знаем» (Боуэн, 1949).

После такого признания ведущий американский петрограф, к голосу которого прислушивались многие петрографы и которого сторонники теории кристаллизационной дифференциации в сущности считали своим идейным вождем и вдохновителем, переходит к полемике с Х. Ридом по вопросу о происхождении диоритов. Утверждение Х. Рида, что диориты

получаются в результате пропитывания твердых пород, он парирует указанием на существование эффузивных андезитов — аналогов диоритов, что будто бы свидетельствует о значительных количествах диоритовой магмы в глубинах земли.

Значительный раздел статьи посвящен им обсуждению весьма гипотетических представлений об источнике магм с точки зрения космогонических гипотез.

Рассматривая вопрос о гранитизации, мигматизации и палингенезе, Н. Боуэн подчеркивает возможность образования гранитной магмы путем переплавления гранитов или селективного переплавления геосинклинальных осадков (Боуэн, 1949, стр. 136), считая вместе с тем, что по ряду вопросов, как, например, по «проблеме пространства», пока не может быть дано однозначного ответа.

Общее его мнение сводится к тому, что даже окончательное признание концепции о возникновении производной гранитной магмы при переплавлении гранитного слоя вовсе еще не приводит к выводу об «освобождении» гранитов от их обязательной связи с родоначальной базальтовой магмой. Он остается полностью уверенным в том, что земная кора в основном состоит из мафического материала. Материал гранитного слоя должен был быть извлечен в конечном счете именно из этого основного материала, а потому, если не признавать сейчас генетической связи гранитов с базальтовой магмой, а стоять на точке зрения образования гранитной магмы путем переплавления (древних) гранитов, то это только отодвигает всю проблему к туманному прошлому (Боуэн, 1949, стр. 135).

Разбор Н. Боуэном вопроса о природе первичной базальтовой магмы и других первичных магм, а также о дериватах магм, характерно резюмируется в конце каждого раздела констатацией расхождения во мнениях, иллюстрирующего неудовлетворительное состояние имеющихся знаний. От статей Н. Боуэна получается неудовлетворенность тем, что в них не приводится убедительных, точно сформулированных аргументов ни в пользу магматического происхождения гранитов, ни против теории гранитизации, что показывает шаткость позиций последовательных магматистов, сторонников теории фракционной кристаллизации, столкнувшихся со сложной природной обстановкой, которую нельзя вогнать в пределы узкой, хотя бы и облеченной универсальным значением, гипотезы о петрогенезе путем кристаллизационной дифференциации единой базальтовой магмы.

Х. Рид (1949) в первой части своей статьи приводит ряд определений гранита, магмы и мигмы и уточняет свои позиции в отношении строения земной коры, в которой он признает существование твердой оболочки «сиаль» и твердой в верхней части оболочки «сима». Затем он отмечает характерные, общеизвестные факты количественного преобладания гранитов среди интрузивных пород и базальтов среди вулканических и эффузивных типов и, наконец, критикует гипотезу образования гранитной магмы путем кристаллизационной дифференциации, не приводя, однако новых данных по сравнению с Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, значительно раньше доказывавшим невозможность образования всей массы гранитов из базальтовой магмы, дифференциация которой не может дать приближающегося по составу к гранитам остаточного расплава в количестве свыше 5—10% от объема базальтовой магмы.

Во второй части своей большой по объему статьи Х. Рид приводит свое определение гранитизации, изложенное нами выше, и далее дает характеристику и оценку деятельности разных петрографических школ в историческом разрезе. Особенно высоко оцениваются им достижения французской школы прошлого столетия, представители которой, начиная с Сент-Клер-Девилля (1842), выдвинули идею о минерализаторах,

имбибиции — Вирле Д'Ауст; много уделяет он внимания взглядам Э. де Бомона и Фурнэ, близким к некоторым современным представлениям о гранитизации (инъекция и капиллярное пропитывание).

В заключение Х. Рид рассматривает работы последней четверти XIX века — Мишель-Леви, Лакруа и Дюпарка, как новое развитие идей французской школы гранитизации.

Обращаясь к работам петрографов фенноскандинавской школы — Седерхольма, Гольдшмидта, Холмквиста, позднее Вегмана и Кранка, он признает их крайне интересными и утверждает, что отказ от их выводов должен быть обоснован очень вескими возражениями.

Из рассмотрения этой части статьи Х. Рида, подобно тому, как и при ознакомлении с работой П. Ниггли, выносишь впечатление, что авторы, не находя достаточно убедительных новых аргументов, ищут подкрепления своим взглядам в достижениях классиков петрографии прошлого века.

В следующем разделе подробно рассматривается проблема рапакиви и особенности некоторых порфиоровидных гранитов, чтобы с помощью этого конкретного и в общем нового материала доказать немагматическое их происхождение.

При разборе взглядов Седерхольма на рапакиви, Х. Рид особенно отмечает присутствие таких же, как и в рапакиви, овоидов калиевого полевого шпата во вмещающих породах (Рид, 1949, стр. 254), которые Седерхольм объяснял тем, что «сланцеватая порода была пропитана гранитной магмой».

Далее, после краткого изложения того, как объясняют происхождение этих овоидов магматисты — Холмквист, Б. А. Попов, Фогт, Харкер, Вааль, все время подчеркивая при этом, что такие же овоиды наблюдаются и в боковых породах, Х. Рид переходит к рассмотрению подобных же явлений в связи с другими гранитами, посвящая этому сугубо важному вопросу целый самостоятельный раздел.

В этом разделе, говоря о фельдшпатизации, он снова привлекает взгляды петрографов французской школы, а также Харкера и Гольдшмидта, и приводит новые данные Андерсона (по Inyo Range), Рейнольдса (Ньюри), Фернандо (Шотландия), Спенсера (граниты Шип, Клуф) по образованию порфиробласт (и вкрапленников) калиевого полевого шпата в гранитах, в ксенолитах среди этих гранитов и, наконец, во вмещающих сланцах. Он задает вопрос, который ему кажется основным вопросом гранитизации, — «должны ли мы считать, как это иллюстрируется образованием структуры рапакиви, что сложный физико-химический контроль действует в условиях боковых пород точно таким же образом, как в магматических условиях?» В итоге он приходит к выводу, что магматизм не в состоянии объяснить эти ясные, наблюдаемые в природе факты, а если осадочное происхождение включений (ксенолитов) может быть доказано, то никто не в состоянии доказать магматического происхождения содержащих их порфиоровидных гранитов (Рид, 1949, стр. 279).

Тут же он дает свой формулированный вывод об этом, который приведен нами выше в виде цитаты.

Следует заметить, что наши советские петрографы уже давно отмечали особенности образования вкрапленников калиевого полевого шпата в порфиоровидных гранитах, в ксенолитах среди гранитов и в зонах контактных сланцев. Д. С. Белянкин еще в 1914 г., изучая граниты Кавказа и сравнивая их с рапакиви, указал, что по своим особенностям эти «вкрапленники» скорее являются порфиробластами. А. Н. Заварицкий в 1937 г., изучая бердяушские граниты, отметил и пытался дать объяснение появлению вкрапленников KNa-полевого шпата в ксенолитах.

Об этом же приведены многочисленные данные в работах Б. М. Куплетского, И. В. Белова, А. П. Лебедева, Ю. И. Половинкиной.

Наконец, мною опубликована статья (Афанасьев, 1949₂) о явлениях микроклинизации в кавказских гранитоидах и другая статья (1951₁) о некоторых особенностях КНа-полевых шпатов из разных петрографических формаций.

Все это вместе взятое заставляет отметить сложность проблемы, а взгляды Х. Рида и его безапелляционный вывод об исключительно осадочном происхождении главной массы гранитов, основанный на приведенных фактах, является преждевременным.

Разбирая вопрос о возможности интродуцирования при гранитизации, Х. Рид обращается к Вегману, к его идеям об интрагранулярной жидкости, и считает, что если эта жидкость образуется в достаточном количестве, то масса может приобрести подвижность. Иначе говоря, он допускает возможность известного разжижения твердой породы благодаря присутствию поровой магмы, внедрению флюидов, повышению температуры и увеличению давления.

Следует сказать, что все эти условия, не будучи ограничены определенными пределами, действительно могут привести к анатексису, т. е. к переплавлению ранее твердых пород, что уже противоречит определению Х. Ридом понятия о гранитизации.

Касаясь «проблемы пространства», Х. Рид высказывает мнение, что крупные гранитные массы могли образоваться только в результате замещения, гранитизации, мелкие же гранитные тела могут иметь и магматическое происхождение.

Весьма характерна заключительная часть этого раздела, сводящаяся к тому, что данные в первой части статьи описания магмы и гранита аттестуются как определения стандартных учебников, с которыми он сам не согласен и которым противопоставляет превосходное определение гранита, приведенное в «Новом английском словаре», по которому гранит — «кристаллическая зернистая порода, состоящая существенно из кварца, ортоклазового полевого шпата и слюды, в большом количестве применяется в строительстве». Это определение, по Х. Риду, превосходно именно потому, что дано человеком, обладающим лишь незначительными познаниями в петрологии (!).

Такой итог размышлений о граните, «остроумный» по форме, вместе с тем является неожиданным после рассмотрения в объемистой статье всего обилия фактов и логических рассуждений «за» и «против» магматизма и «за» и «против» гранитизации. Повидимому, Х. Рид, приводивший весьма убедительное, по его мнению, доказательство осадочного происхождения главной массы гранитов, в виде одновременного образования вкрапленников в гранитах и в вмещающих их сланцах, вместе с тем сталкивался с обилием фактов другого рода, которые позволяли ему аргументировать гранитизацию только с позиций общих положений и обоснований, заложенных в работах петрографов XIX столетия, и невольно, как Н. Боуэн о магмах, должен был сознаться в том, что о гранитах легче сказать то, «что мы не знаем...», чем то, что мы о них знаем».

Р. Рестолл приравнивает идею французских петрографов о фельдшпатизации, которую он считает вполне закономерным природным явлением, представлению о «гранитизации». Вместе с тем он обращает внимание на анортозиты, состоящие в основном из полевого шпата и как будто бы не представляющие затруднений для фельдшпатизации; однако многие из них настолько связаны с основными (габбро, нориты) породами, что трудно решить, где «должны остановиться пылкие «гранитизаторы» (Рестолл, 1949, стр. 303).

Единственно понятным с точки зрения Р. Рестолла будет представление о громадных гранитных массах (батолиты) как о телах, постепенно расширяющихся книзу и сливающихся на глубине с сиалем.

Отмечая, что к гранитизации ведут и послойная инъекция путем насильственного проникновения нового материала вдоль ослабленных плоскостей, и полное замещение минералов чисто химическим путем, причем для последнего случая он подчеркивает активную роль воды при температуре выше критической точки, Р. Рестолл усматривает в современной литературе бесчисленные примеры с анализами и подсчетами, иллюстрирующие привнос материала с сопутствующим выносом других составных частей при молекулярном замещении. Неясным остается, почему при этом почти всегда в результате этих процессов получается гранит.

Признавая усиленную изверженную и метаморфическую деятельность в архейское время, по сравнению с последующими эпохами, Р. Рестолл считает, что в применении принципа актуализма зашли дальше, чем нужно.

В разрез с мнением Х. Рида, Р. Рестолл предполагает, что граниты лейстерский и острова Мэн (в Скиддоу) представляют результат плавления основания нижнепалеозойской геосинклинали Англии, происходившего с участием поднимавшихся снизу эманаций.

В дальнейшем Р. Рестолл обращает внимание на крайне капризное распределение рудных месторождений, связанных с гранитами, и вполне определенно пишет, что не понимает, почему металлогенезис ассоциирует с гранитами спорадически, без всякого порядка.

Касаясь представления об образовании гранитов из базальтовой магмы, он, приводя пример малайских гранитов, также отмечает несоответствие этого представления наблюдаемым природным явлениям, отрицая в то же время необходимость в том шуме, который поднят вокруг вопроса о дифференциации. По его мнению, каждый согласен с существованием «сиаля» и «симы», которые должны были разделиться еще в очень ранние дни истории земли, до того как образовалась какая-либо подобная кора. С этой точки зрения гранит и базальт являются оба дифференциатами из одного общего источника, но это не то же самое, что дифференциация гранита из базальта.

В результате всего рассмотрения Р. Рестолл считает, что есть «граниты» и «граниты», т. е. граниты разного происхождения, причем он делит их на три группы.

1. Огромные, обычно гнейсированные гранитные массы архейских щитов и древних континентальных блоков, в отношении которых со всей силой стоит проблема пространства. Он полагает, что эти граниты не были в состоянии, которое можно назвать жидким, и не образовались путем интрузии и кристаллизации магмы соответствующего состава.

2. Ядерные гранитные батолиты в складчатых хребтах более поздних революционных периодов, в отношении которых также проблема пространства является сложной. Для этих гранитов он допускает расплавление или другую форму активизации дна геосинклинали, приведшей к гранитизации обычного типа, причем здесь подъем гранитизирующих агентов, вероятно, облегчается складчатостью.

3. Мелкие гранитные интрузии, включающие дайки, силлы и жилы, любого возраста, имеют, по Р. Рестоλλу, магматическое происхождение, что не всегда ясно для гранитных масс, промежуточных по размерам.

Статья Р. Рестолла отличается трезвой постановкой ряда вопросов, входящих в проблему образования гранитов, но в формулировке выводов или путей возможного решения этих вопросов не обладает должной четкостью. Остается неясным, считает ли он батолиты складчатых хребтов магматическими или метаморфическими образованиями и будет ли вообще расплав гранитного состава, получающийся в результате палингенеза, считаться гранитной магмой. Заслугой Р. Рестолла, по сравнению с другими авторами разбираемого сборника, является то, что им затронут

вопрос о связи рудных месторождений с гранитами, но он подан так узко и бесперспективно, что может быть целесообразнее было бы на нем не останавливаться.

Последняя статья рассматриваемого сборника принадлежит Х. Баклунду, отвечающему на поставленные Р. Рестолло вопросы, оставаясь на позициях стопроцентного гранитизатора даже в отношении малых гранитных интрузий. Вместе с тем он отстаивает принцип актуализма, считая, что геологические процессы шли одинаковым образом и в архее, и в последующие периоды. Новых, достаточно веских аргументов, помимо общих соображений, Х. Баклунд в подтверждение своей точки зрения не приводит.

Во втором сборнике переведенных работ по проблеме образования гранита фигурируют статьи Х. Рида, Н. Боуэна и П. Ниггли, практически ничего нового не прибавляющие к статьям этих авторов, помещенным в первом сборнике. Критика выводов и методов исследования, изложенных в работах Р. Перрен и М. Рубо, а также П. Лападю Арг, дана мною в особой статье (Афанасьев, 1951₂).

Д. Л. Рейнольдс приходит к выводу, что гранитизация происходит в два этапа: в первом имеет место десилификация или базификация; во втором базифицированные породы гранитизируются с привнесом щелочей, SiO_2 и Al_2O_3 . На такой вывод наталкивают ее те многочисленные факты, которые показывают, что, с одной стороны, приконтактные вмещающие гранит породы часто обогащены Mg, Fe, Mn и Ti, а с другой стороны, что некоторые ксенолиты имеют зональное строение, причем внутренняя часть их базифицирована (по сравнению с неизменными породами, из которых они произошли!). Однако из приводимого фактического материала эти выводы с полной наглядностью не следуют, так как прежде всего не доказана идентичность исходной породы включений и вмещающих пород.

Все изменения ксенолитов и вмещающих пород могут быть объяснены исходя из того, что внедрялась магма гранитного или близкого к нему состава с растворенными в ней летучими компонентами, которые и вступали в реакции обменного характера с вмещающими породами.

Взгляды других авторов сборника — Ф. Гроут, А. Баддингтона, исходящих из конкретного лично ими изученного фактического материала, представляют определенный интерес для гранитной проблемы, хотя им и присущ тот недостаток, что при рассмотрении своих фактов авторы не учитывают значения исторического подхода к явлениям магматизма, не ставят принципиальных вопросов о развитии и изменении процессов, совершавшихся в земной коре в период ее геологической истории.

Разбор зарубежной литературы по проблеме происхождения гранитов мы ограничиваем этими статьями Ниггли, Боуэна, Рида и др., так как, с одной стороны, другие работы (Андерсон, Ноккольдс) мною освещались в отдельной монографии (Афанасьев, 1950₁), а с другой — фактические наблюдения и итоги их работ использованы в разобранных выше статьях; что же касается таких работ, как, например, О. Эрדмансдерфера о магматических и метасоматических процессах в гранитах и особенно в двуслюдяных гранитах (Erdmannsdörffer, 1948), то эта работа не вносит чего-либо принципиально нового в постановку и решение проблемы о происхождении гранитов, по сравнению с выводами уже разобранных статей. То же можно сказать о статье двух индусских геологов Н. Л. Сарма и И. К. Агравал о структуре рапакиви в эпидиорите и инъекционном гнейсе области Данбад (Sarma a. Agrawal, 1950). Здесь авторы, в согласии с Х. Ридом, объясняют структуру рапакиви как результат гранитизации.

Рассмотрение работ зарубежных ведущих петрографов показывает, что проблема происхождения гранита, включающая ряд сложных вопросов вроде «проблемы пространства» или источника происхождения и способа перемещения гранитного вещества в земной коре, обнимает собой

природные явления, которые недоступны непосредственному наблюдению. В то же время «гранитная проблема» касается таких несомненных, доступных наблюдению фактов, как, с одной стороны, излияния огненно-жидких расплавленных лав гранитного состава, или, с другой стороны, явления фельдшпатизации твердых пород (осадочных) без их переплавления с образованием пород, приближающихся к гранитам.

Если по ряду конкретных вопросов — о роли структур, гетерогенности процессов при формировании интрузий у П. Ниггли, Ф. Гроута, А. Баддингтона, о явлениях фельдшпатизации у Х. Рида и Р. Рестолла — имеются ценные суждения, то значение рассматриваемых работ для решения гранитной проблемы в целом не может удовлетворить нас, так как оказывается, что по этим принципиальным вопросам выносятся общие, недостаточно аргументированные точными наблюдениями и фактами суждения, или выясняется, что такие вопросы в настоящее время и не поддаются разрешению. Очень характерно, что, как мною отмечалось и ранее (Афанасьев, 1951), во взглядах ряда ведущих зарубежных петрографов есть тенденция к агностицизму (например, Н. Боуэн, Х. Рид). Большинство зарубежных авторов не учитывает направленного развития процессов, происходящих в земной коре, в том числе и процессов магматизма и меняющейся роли среды в ее взаимодействии с различными магматическими массами.

Взгляды советских петрографов по вопросу о происхождении гранитов прежде всего и полнее всего отражены в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из своих последних работ (1939) в разделе «Кризис магмы» указывает, что имеется угроза со стороны метаморфических процессов (инъекционный метаморфизм) и процессов ассимиляции — самому существованию интрузивной магмы. При этом Ф. Ю. Левинсон-Лессинг поясняет, что процессы двойного обмена осуществляются: во-первых, через жидкую фазу, т. е. путем растворения, сопровождающегося обменом составными частями между магмой и твердым телом, как это показали Джонстон-Левис и Боуэн; во-вторых, путем миграции и диффузии тех или иных составных частей в твердом состоянии. В результате этих процессов могут получаться породы, в общих чертах тождественные с теми или иными магматическими породами. Но такие случаи Ф. Ю. Левинсон-Лессинг считает случаями конвергенции в процессах петрогенезиса.

В защиту выдвигаемой им точки зрения Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выступает со следующими вескими доводами:

1) Вероятно имеются хотя бы структурные признаки для распознавания «параинтрузивных» и «ортоинтрузивных» пород.

2) Если все магматические процессы сводить к метаморфизации осадочных пород (даже древних), то откуда же брались последние? Ведь они являются продуктом разрушения магматических пород.

3) Как связать с метаморфическим происхождением различные явления эндоморфизма.

И затем он ставит вопрос — не говорит ли эффузивная магма о существовании и интрузивной магмы?

На основании всего этого Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1939) полагает, что случаи метаморфического происхождения пород магматического облика есть лишь признаки гетерогенеза (стр. 199).

Изучением порфировидных выделений калиевого полевого шпата в гранитах, ксенолитах и во вмещающих породах занимались А. Н. Заварицкий, Б. М. Куплетский, И. В. Белов, Ю. И. Половинкина, А. П. Лебедев и ряд других советских петрографов.

Д. С. Белянкин, как уже указывалось выше, еще в 1914 г. обратил внимание на более позднее образование в кавказских гранитах и в ра-

пакиви Украины и Финляндии порфировых выделений КNa-полевого шпата по сравнению с минералами основной массы, то есть на то явление, которое Х. Рид в 1947 г. считал одним из важнейших доказательств немагматического происхождения гранитов.

Д. С. Белянкин придавал большое значение флюидно-пегматитовому деривату от некоторой глубинной магмы в преобразовании пород Ильменского заповедника, и это привело его к выводу о том, что в «Ильменском хребте нет нормальных изверженных пород, а только гнейсы и пегматиты» (Белянкин, 1926, стр. 56).

При изучении контактов внедрившегося онежского диабаз с гранитами Д. С. Белянкиным наблюдались явления переплавления гранитов в аплиты. В связи с ийолитовыми интрузиями Турьего Мыса Д. С. Белянкин описал явления сиенитизации более древних песчаников и гранитов (Белянкин и Турцев, 1925).

Все эти факты, изученные и объясненные Д. С. Белянкиным, имеют существенное значение для рассматриваемой нами проблемы.

Д. С. Коржинский посвятил ряд работ контактным явлениям. В итоге своих исследований он пришел к выводу, что при кристаллизации глубинных пород щелочи являются подвижными (Коржинский, 1946). В одной из последних работ Д. С. Коржинский (1950) обращает внимание на необходимость строгого соблюдения понятия метасоматоза, ограничив представление о метасоматическом изменении породы взаимодействием ее минералов с жидким или газообразным раствором, выполняющим поры породы. Объем этих пор ничтожен по сравнению с объемом породы, а потому в каждый данный момент лишь ничтожно малая часть всего вещества горной породы растворена в поровом растворе. Образование и выполнение пустот, частичное расплавление или пропитывание магматическим расплавом к метасоматическим явлениям не относятся.

Такое ограничение метасоматизма в природных явлениях ставит определенные затруднения на пути объяснения образования больших гранитных масс метасоматическим путем. Само собой разумеется, что для однозначного решения вопроса о значении метасоматоза необходима чрезвычайно трудная экспериментальная проверка хода этого процесса в условиях, в какой-то мере приближающихся к природным.

В заключение хотелось бы еще раз подчеркнуть указание Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, уточняющее возможность отличить интрузивы ортомагматического происхождения от парамагматических пород. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг пишет, что если имеется установленная связь эффузий с интрузиями, то это вполне отчетливо говорит о существовании магмы (гранитной, если речь идет о кислых интрузиях и эффузивах). В большинстве случаев такая связь геологически не устанавливается, и приходится «говорить лишь о химическом тождестве эффузивных и соответствующих интрузивных пород и в этом видеть доказательство развития существования соответствующих магм» (Левинсон-Лессинг, 1939). Отмечу еще указание Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1938), что андезиты являются апомагматическими эффузивами, т. е. не имеющими интрузивных аналогов. Они представляют средние, насыщенные SiO_2 породы, производные от основной магмы. В этом отличие их от базальтов, которые являются продуктом непосредственной кристаллизации основной магмы, а не продуктом какой-то ее переработки (ассимиляция? дифференциация?). Андезиты, хотя и пользуются широким распространением, но не образуют массовых трещинных излияний, а являются лишь эффузиями из центральных вулканических аппаратов.

В отдельных работах советских геологов (например, Судовиков, 1950) без достаточных обоснований гранитизация (в смысле немагматического происхождения гранитов) рассматривается как ведущий процесс

для образования кристаллических гранитных пород. Критика таких представлений была дана мною в предыдущей статье (Афанасьев, 1951а).

Подводя итоги неполному разбору нашей советской литературы по некоторым вопросам петрогенезиса, можно отметить глубокое, без широких необоснованных экстраполяций, отношение советских исследователей к явлениям гранитизации. Многие изученные факты и наблюдения над природными явлениями повели, как это было видно выше, к обоснованным выводам, имеющим большое значение для петрогенезиса.

II. НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ СОВЕТСКОГО СОЮЗА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ГРАНИТИЗАЦИИ

Мной уже было высказано мнение, что достаточно обоснованная теория развития магматизма в земной коре может быть построена путем всестороннего изучения естественных ассоциаций изверженных горных пород, их интрузивных и эффузивных комплексов в их взаимосвязи с вмещающей средой и друг с другом в тесной увязке с геоструктурной обстановкой.

Приведенное, конечно, не означает, что важнейшие исследования в области экспериментальной петрографии в какой-то мере отодвигаются на задний план; наоборот, эксперимент необходимо максимально усилить, по возможности приблизив его к природной обстановке. Сложная трудоемкая работа экспериментатора безусловно должна всемерно поощряться и развиваться.

Но конкретные задачи ближайшего будущего, стоящие перед петрографами, требуют прежде всего, чтобы было взято от природы все, что доступно глубокому геологическому изучению с применением новейших достижений общей геологии, геофизики, тектоники, минералогии и геохимии.

В практике работ наших петрографов мало изученными остаются количественные (в идеале объемные) соотношения отдельных формаций и типов пород, что существенно для явлений петрогенезиса.

В настоящей статье рассматриваются вопросы магматизма, имеющие отношение к поставленной проблеме, на примере изучения складчатых областей Кавказа, Алтая, Забайкалья и Дальнего Востока.

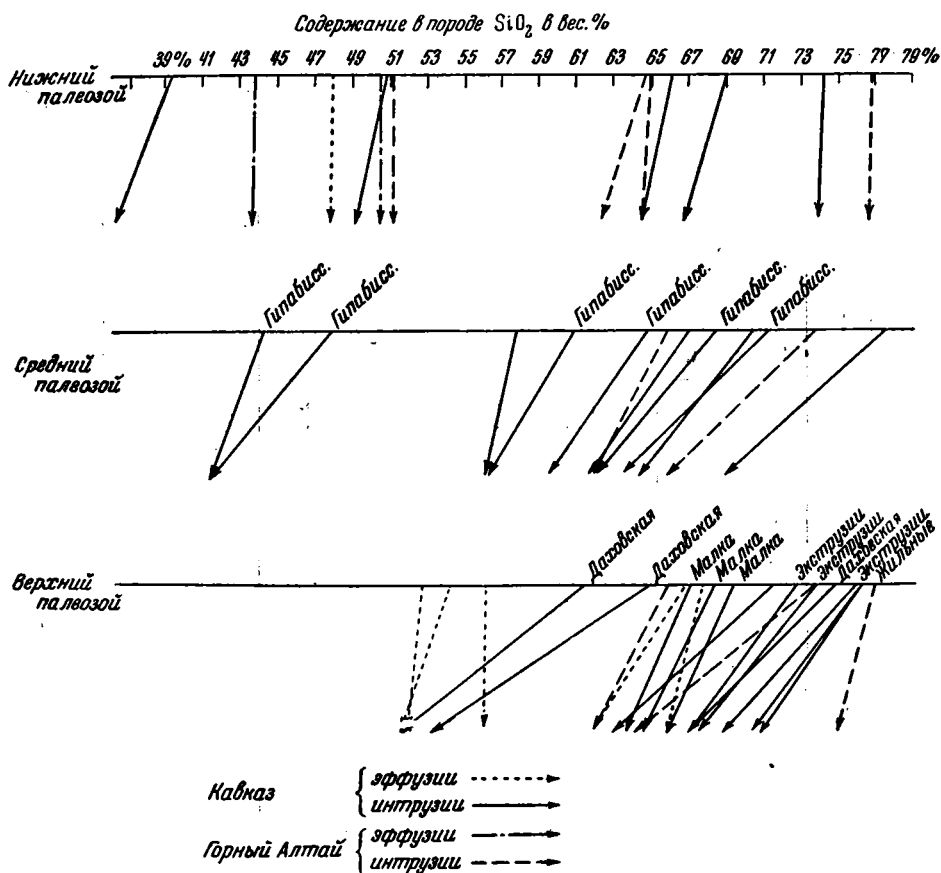
В опубликованных мною за последние годы работах намечены главные закономерности палеозойского магматизма в вышеуказанных складчатых областях, которые в основном сводятся к следующему.

Магматическая деятельность в пределах Северного Кавказа, Горного Алтая, Забайкалья и Малого Хингана в течение палеозоя проявилась в виде нескольких самостоятельных циклов. Эти магматические циклы, будучи приурочены к определенной структурной обстановке и определенному геологическому возрасту, оказались в общих чертах весьма сходными между собой по специфике вещественного состава и типам пород для формаций, близких по возрасту, хотя и расположенных в удаленных друг от друга областях.

Для того, чтобы дать в настоящей статье более полную и ясную картину различий проявлений магматизма в различное время формирования складчатых зон Северного Кавказа, а также и Горного Алтая, используем некоторые ранее опубликованные материалы.

Одним из особенно характерных различий между разновозрастными ассоциациями изверженных пород — с одной стороны, ассоциациями, включающими ультраосновные и основные члены (нижнепалеозойский магматизм) как отдельные фазы, а с другой стороны, ассоциациями, в которых основные породы развиваются только за счет базификации краевых частей интрузий (средне- и верхнепалеозойский магматизм), — является

соотношение щелочей в породах, причем этим в значительной мере определяется и специфика минерального состава соответствующих комплексов. Эта специфика показана в нашей статье о сопоставлении интрузивных комплексов из разных областей СССР (Афанасьев, 1949₁).



Фиг. 1. Некоторые черты химизма разновозрастных магматических комплексов Северного Кавказа и Горного Алтая. Векторы выражают отношение $\frac{2\text{Na}_2\text{O} \cdot 100}{2(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})}$ (в молекулярных количествах).

Для того чтобы дать представление о различиях и сходствах в фациях и фазах магматических комплексов разных складчатых областей, ниже приведена таблица содержания щелочей и кремнезема (табл. 1), взятая из указанной выше работы автора 1949 г. и дополненная некоторыми новыми данными. На фиг. 1 (диаграмме) нанесены точки, отвечающие содержанию SiO_2 (в вес. %), для ряда пород Горного Алтая и северо-западного Кавказа. Для каждой такой точки на диаграмме нанесены векторы, показывающие отношение Na_2O и K_2O (коэффициент «п» Озанна, выраженный в процентах). Векторы нанесены в соответствии со способом А. Н. Заваридского графического изображения анализов горных пород.

Из рассмотрения этой диаграммы делается ясным следующее.

1. Отличие магматизма нижнепалеозойского цикла от магматизма средне- и верхнепалеозойских циклов.

2. Сходство между магматическими проявлениями в эффузивной и интрузивной фациях для отдельных циклов.

Таблица 1

Соотношения щелочей и кремнезема в породах палеозойских комплексов Северного Кавказа и Горного Алтая

Магматические комплексы	Породы	Северный Кавказ				Горный Алтай			
		Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	$\frac{2Na_2O+K_2O}{2(Na_2O+K_2O)}$ (моляр. кол-во)	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	$\frac{2Na_2O+K_2O}{2(Na_2O+K_2O)}$
Нижнепалеозойские	Эффузивы								
	Альбитофиты	3,01	0,10	48,00	97	3,59	0,27	43,94	95,0
	То же	—	—	—	—	4,56	0,33	50,58	96,0
	Интрузии								
	Змеевик	0,07	0,05	39,32	70,0	Не опр.	Не опр.	34,50	—
	Габбро-амфиболиты .	2,84	0,86	50,75	81,8	4,34	0,25	51,30	97,1
	Гранитоиды .	4,78	1,54	66,06	81,7	3,37	2,55	64,80	79,7
Среднепалеозойские	»	4,70	2,30	68,78	76,0	6,99	0,82	65,04	92,6
	»	6,92	0,62	74,19	94,8	5,97	0,19	76,66	97,7
	Абиссальная фация (батолиты)								
	Диориты .	3,14	1,11	57,62	81,9	—	—	—	—
	Гранитоиды	2,99	2,85	66,58	60,7	4,08	3,42	65,72	64,7
	»	3,37	3,41	70,26	55,6	3,30	5,10	73,42	49,5
	»	2,93	4,92	77,37	47,4				
	Гипабиссальная фация (малые интрузии)								
	Краевые зоны интрузий	1,94	1,10	43,98	72	—	—	—	—
	То же	2,18	2,10	60,76	61	—	—	—	—
Верхнепалеозойские (для Горного Алтая возраст слабо аргументирован!)	Гранитоиды	3,10	3,30	47,61	58,8	—	—	—	—
	»	3,38	3,45	64,36	60,4	—	—	—	—
	»	3,60	4,38	68,13	55,2	—	—	—	—
	»	3,14	4,60	71,15	50,5	—	—	—	—
	Эффузивы								
	Палеоандезиты	4,80	0,30	55,66	96,2	Из книги П. И. Лебедева (1930), район р. Теберды			
	То же	3,80	1,94	53,73	73,7				
	»	6,01	1,11	52,35	89,0				
	Палеодациты	6,10	1,39	67,36	86,7				
	То же	5,86	1,54	67,21	85,6	Бассейн р. Кубани			
	Экструзии								
	Кварцевые кератофиты	3,84	4,40	75,98	56,5				
	То же	3,88	4,40	72,56	57,3				
	»	3,52	4,10	73,19	56,0				
	»	3,42	4,74	75,60	52,4				
	»	3,85	3,95	76,02	59,6				

Таблица 1 (окончание)

Магматические комплексы	Породы	Северный Кавказ				Горный Алтай			
		Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	$\frac{2Na_2O+K_2O}{2}$ (молекул. колич.)	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	$\frac{2Na_2O+K_2O}{2}$ (молекул. колич.)
Верхнепалеозойские (для Горного Алтая возраст слабо аргументирован!)	Кварцевые порфиры жерловой фации Интрузии Граводиориты и граниты	4,07	3,96	66,40	61,0	—	—	—	—
	То же	2,17	4,75	64,58	41,1	3,98	4,36	—	58,0
	»	2,04	4,08	60,72	43,7	2,91	5,48	73,40	44,7
	»	2,65	4,51	70,83	46,6	5,82	2,03	76,66	81,7
	»	4,55	3,23	66,75	68,5	6,61	4,88	65,46	67,0
	»	4,15	2,99	68,86	67,6	—	—	—	—
	»	5,48	2,88	68,10	74,1	—	—	—	—
	Аляскиты	3,41	5,42	74,48	50,0	—	—	—	—

3. Специфичная черта, т. е. характерное отношение щелочей, прослеживающееся во всех членах серий (как в их интрузивных, так и в эффузивных фациях).

4. Соотношения щелочей в породах магматических серий среднего палеозоя, а также и верхнего палеозоя дают несколько отличающиеся значения «п» для пород различной фациальной принадлежности (гипабиссальная фация, экструзии и т. д.) или для интрузий одной «фации», но из различных районов (граниты Малки и граниты Даховской, например). Эти колебания, во многом зависящие, вероятно, от химизма среды, в которой происходило образование этих гранитов, не нарушают, однако, четко наблюдаемого различия между общим характером химизма (имея в виду щелочи) магматических образований нижнего палеозоя и химизма пород среднего и верхнего палеозоя.

Для того чтобы другим способом и исходя из других данных показать примерно то же, нами проделана следующая работа.

В моей работе по северо-западному Кавказу (Афанасьев, 1950₁) приведены многочисленные данные по количественно-минералогическому составу гранитов из разновозрастных пород разной фациальной принадлежности. Из обобщенных данных 50 количественно-минералогических подсчетов по всем группам гранитоидов, найдены средние значения для калиевого полевого шпата, альбита и анортита, рассчитанных на всю породу. При этом для большей однородности картины количественное значение калиевого полевого шпата, полученное при подсчетах, уменьшалось на 13%, т. е. на величину содержания в нем плагиоклазовой молекулы (за основу взяты данные Д. С. Белянкина о среднем составе микроклина в кавказских гранитах), с соответствующим увеличением альбитовой составной части. После приведения этих средних значений к 100, получены цифры, характеризующие состав полевошпатовой части в разных типах гранитоидов различного возраста, отображенные в табл. 2 и на треугольной диаграмме (фиг. 2).

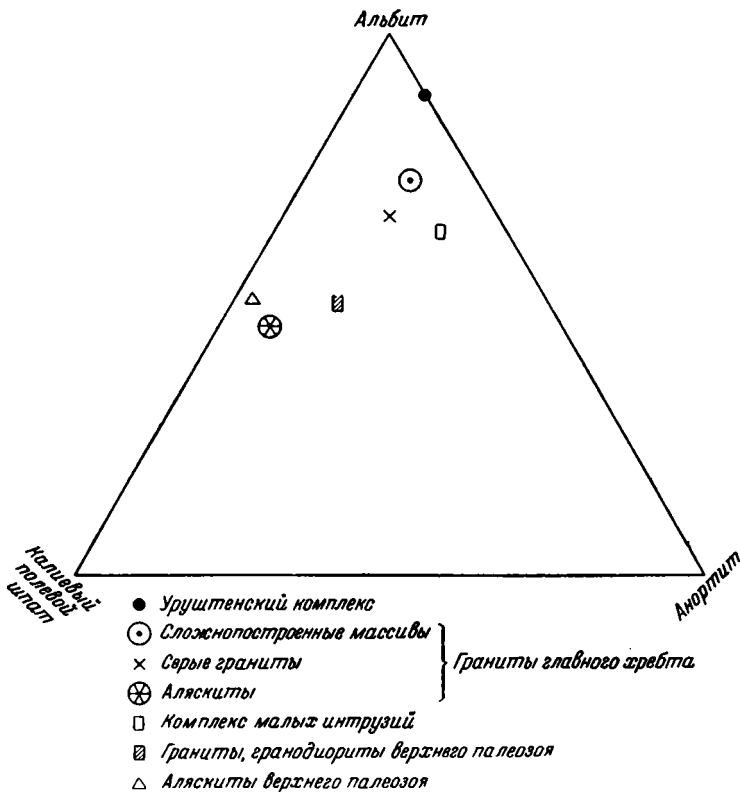
Эти иллюстрации также подтверждают специфику разновозрастных комплексов, особенно четко выраженную для абиссальной фации, в то время как малые интрузии гипабиссальной фации с сильным проявлением процессов ассимиляции и гибридизма при небольшом объеме интрузий дают несколько уклоняющиеся цифры, так как они иллюстрируют весь комплекс в целом (для интрузий Главного хребта обособленно характеризуются отдельные интрузивные фазы).

Таблица 2

Средние содержания калиевого полевого шпата, альбита и анортита в гранитоидах палеозойских интрузивных комплексов северо-западного Кавказа (средние числа из подсчетов по каждому типу гранитоидов всех комплексов)

Полевые шпаты	Уруштенский комплекс: гранодиориты, граниты	Комплекс Главного хребта			Комплекс малых интрузий: гранодиориты, граниты	Верхнепалеозойские граниты	
		Сложно построенные массивы: диориты, гранодиориты, граниты	Серые граниты (двуслюд.)	Аляскинты		Граниты, гранодиориты	Аляскинты
Калиевый полевой шпат . .	0	10	15	41	8	33	44
Альбит	90	69	65	52	57	50	54
Анортит	10	21	21	7	35	17	2

Примечание. Цифры средние, бланки и отдельные частные, характеризующие различные массивы.



Фиг. 2. Состав полевошпатовой части гранитоидов разновозрастных комплексов.

Переходя к отдельным деталям, характеризующим палеозойский магматизм северо-западного Кавказа, имеющим существенное значение для разбираемого в настоящей статье вопроса, прежде всего кратко изложим его общие главнейшие особенности.

Палеозойский магматизм северо-западного Кавказа на основании уже опубликованных данных (Афанасьев, 1950₁) представляется нам в следующем виде:

I. Нижнепалеозойский (каледонский) цикл. Формирование магматических пород этого цикла в интрузивной (абиссальной) фации выразилось во внедрении последовательного ряда интрузий и жильных пород: габбро-амфиболиты — серпентиниты — тоналиты (плагиограниты) — натриевые граниты — натриевые аляскиты — натриевые пегматиты и аплиты.

В эффузивной фации, предшествовавшей интрузии, развиты зелено-каменные породы: диабазы (альбитизированные), редко спилиты с шаровой отдельностью, кератофиры и кварцевые кератофиры.

Наиболее типичное развитие эта естественная ассоциация имеет в зоне Передового Высокогорного хребта.

II. Среднепалеозойский (варисский) цикл магматизма создал интрузивный комплекс Главного хребта, который представлен ассоциацией: диориты и габбродиориты краевых оторочек крупных массивов — гранодиориты и микроклиновые граниты центральных их частей — порфировидные граниты и порфировидные гранодиориты этих массивов, частью возникшие также за счет фельдшпатизации вмещающих пород.

К этому же среднепалеозойскому циклу магматизма, вероятно, следует относить комплекс малых интрузий (Ятыргварта, Магишо и др.), отдельные интрузии которых можно рассматривать как спателлиты гранитоидов Главного хребта в отличных структурных условиях. Малые интрузии типично гипабиссального облика формируются вдоль разрывов краевой части структурной зоны Передового Высокогорного хребта на границе его с Промежуточной зоной продольных депрессий, отделяющей Передовой хребет от Главного хребта. Малые интрузии, в зависимости от обстановки формирования, представлены разными ассоциациями пород. Подробнее об этом будет идти речь ниже.

До настоящего времени не имеется данных утверждать наличие эффузивной фации, отвечающей варисскому циклу магматизма на Северном Кавказе. Правда, в этом отношении еще недостаточно изучены «немые» толщи среднего и верхнего карбона, да и геологическая история Северного Кавказа в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя была настолько сложна, что восстановить полную картину магматизма мы сейчас, пожалуй, не в силах из-за происшедшей эрозии ряда палеозойских и более поздних формаций, особенно в зоне Главного хребта.

Для интрузий варисского интрузивного цикла характерно отсутствие основных и ультраосновных пород как самостоятельных членов естественной ассоциации, отвечающих определенным этапам формирования комплекса.

Вместе с тем имеются совершенно убедительные факты, свидетельствующие о большой роли явлений ассимиляции, гибридизма и контаминации, которые приводят к образованию основных пород в соответствующих местных условиях.

Для среднепалеозойских интрузий в целом и особенно для наиболее поздних и наиболее кислых дифференциатов характерен калиевый тип пород, что, помимо текстурного и общепетрографического облика, резко отличает эти палеозойские интрузии от нижнепалеозойских сложных ассоциаций пород, кислые члены которых являются существенно натриевыми.

III. Верхнепалеозойский магматический цикл представлен в интрузивной фации интрузиями гранодиоритов, красных гранитов и аляскитов, в отдельных случаях сопровождаемых пегматоидными и сиенитовыми телами.

Химический состав изверженных пород верхнепалеозойского магматического цикла

Фации и породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	P ₂ O ₅	Примечания	
Интрузивная фация														
Гранодиорит Даховский	64,58	0,52	15,64	1,39	3,64	0,09	2,38	3,04	2,17	4,75	Следы	0,12	Sr следы Sr нет CO₂ 1,24 H₂O⁺¹¹⁰ 2,72	
Гранодиорит Сахрая	60,72	0,62	15,57	1,71	3,40	0,07	3,13	2,91	2,04	4,08	Следы	0,12		
Гранит Сахрая	70,83	0,29	14,57	1,54	0,82	0,03	0,53	1,72	2,65	4,51	0,04	0,12		
Аляскит Даховский	74,48	0,09	12,85	1,40	0,47	0,02	0,13	0,56	3,41	5,42	—	0,09		
Аляскит Индыша	77,02	0,10	11,75	0,43	0,34	0,03	0,63	0,91	3,68	3,64	0,06	0,10		
Гранодиорит Индыша	61,24	0,85	14,40	2,44	3,18	0,14	2,85	3,28	2,79	4,20	—	0,46		
Экструзивные фации														
А. Жильные гранит-порфиры:														
Кварцевый кератофир Джаланкола . . .	72,56	0,27	13,90	0,22	1,72	0,10	0,61	0,86	3,88	4,40	—	—	По П. И. Лебедеву FeS₂ 0,51 Cl 0,03 FeS₂ 1,89 Cl 0,04	
Кварцевый кератофир Худеса	73,19	0,26	14,13	0,56	1,30	0,03	0,52	1,00	3,52	4,10	—	—		
Кварцевый кератофир Эльбруса	76,02	0,11	12,31	1,33	—	—	0,39	0,40	3,85	3,95	—	—		
Б. Жерловая фация														
Кварцевый порфир М. Лабы № 78	66,40	0,60	15,61	1,36	2,27	0,05	1,26	1,28	4,07	3,96	0,08	0,35		
Эффузивы Лабы														
Палеодацит М. Лабы № 115	67,21	0,46	15,59	2,54	1,35	0,04	1,48	1,32	5,86	1,54	0,29	0,61	Ранние излияния	
Вулканические выбросы														
Обломки № 95	63,44	0,22	19,75	2,27	0,50	0,09	0,42	1,04	3,90	3,07	0,07	0,25		
Цемент зеленый, XIX	54,96	0,20	22,75	2,45	1,29	0,13	1,59	1,48	0,99	6,76	0,22	0,33		
Туф, XIV	61,84	0,42	16,65	2,84	2,55	0,01	2,95	1,36	4,11	2,80	0,06	0,33		
Туф липаритовый, XV	68,88	0,16	16,55	1,46	0,57	0,05	0,55	0,48	3,06	4,64	0,10	0,20		

Числовые характеристики изверженных пород верхнепалеозойского
магматического цикла

(по методу А. Н. Заварицкого)

Фации и породы	a	c	b	s	f'	m'	a'	c'	n	t	φ	Q	$\frac{a}{c}$
Интрузивная фация													
Гранодиорит Даховский	11,7	3,7	10,7	74,1	44,2	37,7	18,1	—	41,1	0,5	10,3	+ 21,2	3,1
Гранодиорит Сахрая	10,9	3,4	13,9	71,8	35,5	39,5	25,0	—	43,7	0,7	35,5	+ 18,3	3,1
Гранит Сахрая	12,1	2,1	5,9	79,9	32,7	13,4	53,9	—	46,6	0,3	20,2	+ 33,9	6,0
Аляскит Даховский	14,7	0,6	2,4	82,3	64,6	8,1	27,4	—	49,1	—	48,6	+ 33,9	24,6
Экструзивные фации													
А. Жильные гранит-порфиры:													
Кварцевый кератофир Джаланкола	14,6	1,0	4,2	80,2	42,2	23,4	34,4	—	57,3	0,3	3,1	+ 32,2	14,6
Кварцевый кератофир Худеса	13,2	1,2	5,1	80,5	33,3	15,4	51,3	—	56,0	0,3	10,3	+ 33,4	11,0
Кварцевый кератофир Эльбруса	13,6	0,4	3,0	83,0	34,8	21,7	43,5	—	59,6	0,1	34,7	+ 38,4	34
Б. Жерловая фация													
Кварцевый порфир М. Лабы № 78	14,6	15,6	8,52	75,32	40,0	24,6	34,9	—	61,0	0,7	14,3	+ 19,88	9,3
Эффузивы Лабы													
Палеодацит М. Лабы № 115	14,9	1,5	8,4	75,2	40,5	29,3	30,2	—	85,6	0,5	25,4	+ 19,1	9,9
Вулканические выбросы													
Обломки № 95	13,0	1,2	14,0	71,8	17,5	4,9	77,7	—	65,6	0,3	13,6	+ 16,4	11
Цемент зеленый, XIX	12,3	1,9	21,6	64,2	16,5	13,0	70,5	—	18,2	0,3	10,3	+ 1,9	6,5
Туф, XIV	13,0	1,7	15,5	69,8	30,6	31,9	37,5	—	68,7	0,5	14,8	+ 11,9	7,6
Туф липаритовый, XV.	13,1	0,6	10,0	76,3	18,0	8,7	73,3	—	50,5	0,1	12,0	+ 25,8	22

Сложная крупноблоковая структура северо-западного Кавказа, с основными структурными линиями северо-западного и северо-восточного направлений, позволяет наметить относящиеся к этому же верхнепалеозойскому циклу магматизма его экструзивные и эффузивные фации.

К экструзивной (сравнительно глубокого уровня) фации могут быть отнесены жильные гранит-порфиры, гранофиры (иногда именуемые кератофирами) Кубани, Джаланкола, Худеса, а также дайки кварцевых порфиров рр. Большой и Малой Лабы, причем имеется полное основание рассматривать кварцевые порфиры М. Лабы по геологическим условиям залегания и текстурноструктурным признакам как жерловую фацию.

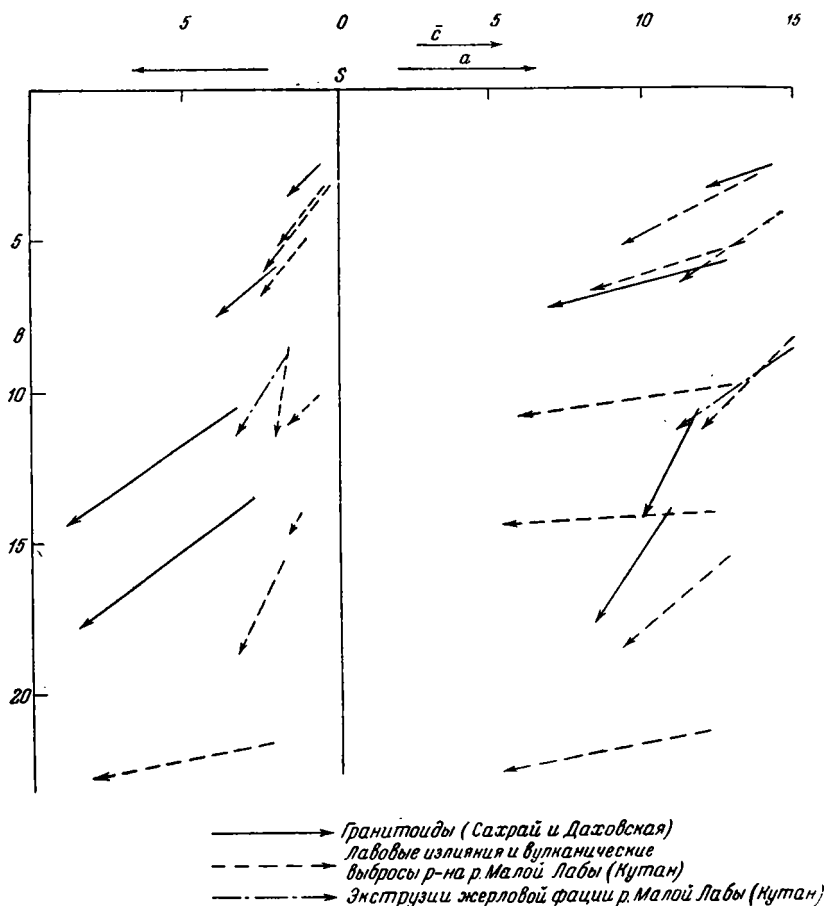
К эффузивной фации этого цикла могут быть отнесены измененные дациты (кератофиры), липариты и различные туфы рр. Малой и Большой Лабы, а также порфириты, порфиры, туфолавы и другие вулканогенные образования, переслаивающиеся с песчаниками и сланцами нижней перми.

Породы этого магматического цикла в своих различных фациях имеют общие специфические черты химизма, в том числе и специфические акцессорные минералы, что в общем позволяет достаточно четко отделить гранитоиды этого комплекса от гранитоидов других магматических циклов.

Для подтверждения общих характерных черт, определяющих петрографический облик верхнепалеозойского магматизма, в табл. 3 даны

химические составы, а в табл. 4 — пересчеты по методу А. Н. Заварицкого анализированных образцов и проб из изученных нами пород этого магматического цикла в интрузивной, экструзивной и эффузивной фациях.

Диаграмма (фиг. 3) химического состава пород верхнепалеозойского цикла для экструзивной (жильные гранитпорфиры и жерловинные образования) и эффузивной фаций (включая и туфы) дает результаты поразительного сходства.



Фиг. 3. Диаграмма состава магматических пород верхнего палеозоя северо-западного Кавказа.

тельно сходные. Вместе с тем обращает на себя внимание, что начальная стадия эффузивного вулканизма отличалась несколько более основными и более натриевыми породами.

К геологическим данным, подтверждающим приуроченность анализированных пород к единому (верхнепалеозойскому) магматическому циклу, относятся факты переслаивания пород эффузивной фации с осадочными отложениями нижней перми и частью верхнего карбона. Породы экструзивной и тем более интрузивной фации появляются, естественно, в более приподнятых блоках, где осадочный верхний палеозой сейчас денудирован, тогда как интрузивная фация формировалась на более глубоких уровнях и вероятнее в толщах более древних пород. Мы имеем основание утверждать, что интрузии красных гранитов прорывают отложения нижнего палеозоя и магматические образования каледонского цикла (Даховский массив, индышские граниты). Учитывая, что среди нижнепермских

конгломератов встречаются гранитоиды, типичные для комплекса Главного хребта и каледонского цикла, но не встречено красных гранитов (типа даховских красных гранитов и аляскистов, а также Индыша и Эшкакона), мы можем со значительной долей уверенности говорить, что интрузии красных гранитов формировались в верхнем палеозое (верхний карбон-пермь).

Приведенная характеристика верхнепалеозойского магматизма приводит нас к двум общим важным заключениям.

1. Разновозрастные ассоциации изверженных пород отличаются спецификой вещественного состава. Эта черта выступает значительно резче при анализе металлогении, связанной с этими ассоциациями, но этот вопрос в настоящей статье не затрагивается.

2. Нижнепалеозойский и верхнепалеозойский магматические циклы представлены в отдельных структурных единицах (блоки с движениями разных знаков) или интрузивной, или эффузивной фацией. Сравнение между собой пород интрузивной и эффузивной фаций единого магматического цикла дает нам основание говорить об аналогии петрографических типов пород (с отдельными вариациями и отклонениями) и о единстве специфических признаков вещественного состава, включая акцессорные примеси и условия распространения их во времени и пространстве.

III. ПРОЦЕССЫ ГРАНИТИЗАЦИИ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЮ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО КAVKAZa

Сузив понятие гранитизации до процесса, при котором твердая порода превращается в гранитную без перехода в расплавленное состояние, мы можем легче проследить роль такого процесса в формировании изверженных пород палеозоя в пределах складчатой зоны Северного Кавказа.

При рассмотрении явлений гранитизации необходимо иметь в виду и противоположный, но неразрывно связанный с образованием гранитов в определенных условиях процесс — процесс «базификации» гранитной магмы, в результате которого образуются основные и средние породы краевых оторочек гранитных массивов.

Большое значение для уяснения характера процесса формирования того или иного гранитного массива имеют также, как указывал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, явления эндоморфизма краевых частей массивов и жил — мелкозернистость краевых фаций, зоны закалки, апофизы от массивов во вмещающие породы, постепенность или резкость перехода пород массива к вмещающим породам в текстурном и в металлогеническом отношении и другие признаки.

Подробный материал по описанию переходов между гранитными массивами разных комплексов и вмещающими породами дан мной в специальной работе (Афанасьев, 1950₁). В настоящей статье сгруппированы все подмеченные особенности таких переходов.

Гранитоиды Уруштевского (каледонского) комплекса

В указанной работе (Афанасьев, 1950₁) приведены материалы, характеризующие крупную роль фельдшпатизации (альбитизации) в формировании гранитных тел и преобразовании вмещающих толщ.

1. В пределах тоналитовых тел протекали процессы альбитизации, причем сохранились реликты, указывающие на первоначальный состав пород этой группы (полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз андезинового ряда, хлоритизированный амфибол). При альбитизации происходит развитие свежего несдвойникового альбита со всеми переходами к реликтовому андезину, сопровождающееся обильным образованием специфического стронцийсодержащего цоизита.

2. Вмещающие породы представлены двумя толщами разной степени метаморфизованности:

а) толща амфиболитовых сланцев, гранатовых амфиболитов, слюдистых и слюдисто-гранатовых сланцев;

б) толща зеленых «сланцев», состоящая из собственно кварцево-хлоритовых сланцев и эффузивов спилитово-диабазового и кератофирового ряда.

Первая, более древняя толща залегает в ядре древней антиклинали Передового хребта и в отдельных зонах подвергнута альбитизации с образованием за счет первоначальных пород порфиробластовых гнейсов. В последних главенствующую роль играют крупные, до 2—3 см в поперечнике, большей частью сравнительно округлые порфиробласты свежего, не sdвойникового альбита, содержащие включения амфибола, граната и слюды.

Сильное развитие фельдшпатизации (альбитизации!) наблюдается и в более верхней толще, но здесь она приводит в итоге к образованию мелкозернистых гнейсовидных гранитоидов со всеми переходами от сланцев к этим гранитоидам как по текстуре, так и по вещественному составу. Среди пачек таких альбитовых гранитогнейсов метасоматического происхождения и альбитово-мусковитовых с цоизитом сланцев встречаются отдельные пласты-«ксенолиты» недогранитизированных зеленых сланцев.

Все эти наблюдения, изложенные в работе 1950 г., показывают, что явления фельдшпатизации широко развиты в толще пород антиклинальной структуры Передового хребта, где происходило формирование ультраосновных, основных и гранитных пород каледонского цикла. При этом фельдшпатизация сводилась исключительно к альбитизации.

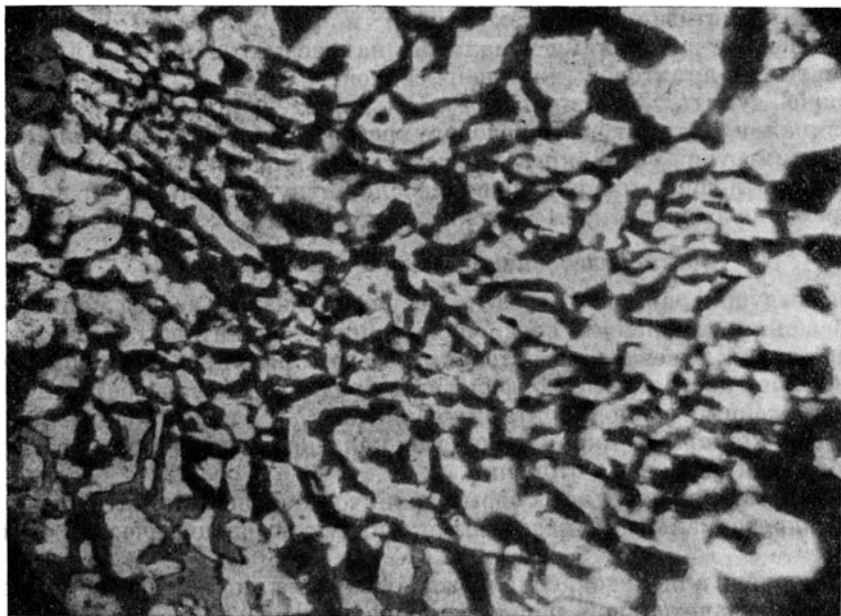
Вместе с этим необходимо отметить, что Уруштенский комплекс включает и более поздние, чем тоналиты, интрузии натриевых гранитов, натриевых (альбитовых) аляскитов, обильную серию пегматитов (образующих поля пегматитовых жил) со специфической минерализацией, а также обильную жильную серию аплитов.

Аляскиты, пегматиты и аплиты в полевошпатовой части представлены исключительно свежим, часто полисинтетически sdвойниковым (аляскиты) кислым плагиоклазом без указаний, в виде реликтовых минералов, на существенно иной первичный состав породы, впоследствии, возможно, альбитизированной.

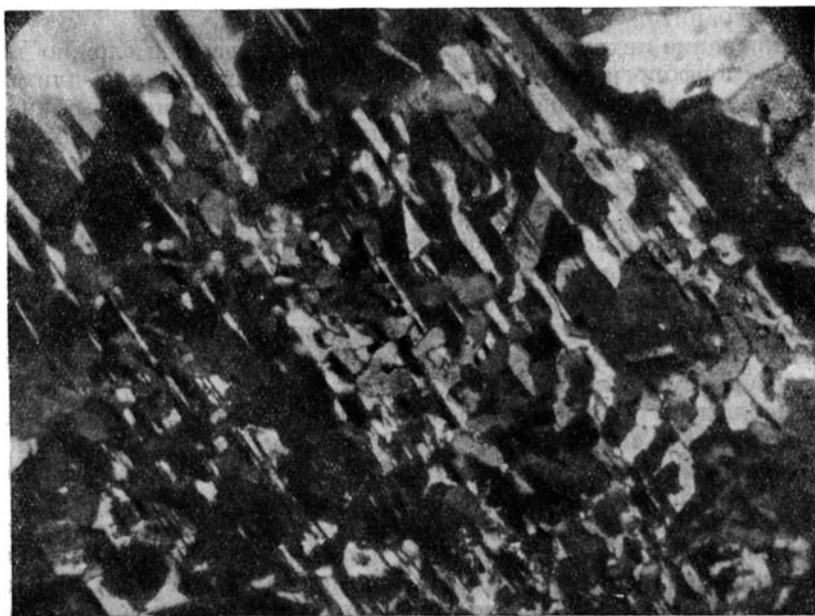
Наряду с этим по левобережью р. М. Лабы, уже после сдачи в набор книги, изданной в 1950 г., был обнаружен массив натриевых гранитов и отдельные их жилы, залегающие непосредственно в толще зеленых сланцев и эффузивов, с образованием скарновых залежей, несущих разнообразную минерализацию. Изучение контактной зоны (левый берег р. М. Лабы в 2,5 км выше устья р. Уруштен) показало, что граниты в краевой части становятся мелкозернистыми и резко контактируют с зелеными сланцами с захватом их мелких отторженцев. От гранитного массива в сланцы отходят апофизы мощностью до 1,5 м.

Приконтактовый гранит имеет микропегматитовое строение (фиг. 4, 5), причем подсчеты под микроскопом дают следующий состав гранофира: Q 45 %, Pl 55 % (в объемных процентах), что при плагиоклазе, содержащем 10 % анортита, позволяет считать, что гранофир имеет состав: Q 45 %, Ab 50 %, An 5 %. Признаков, указывающих на альбитизацию породы, имевшей ранее иной состав, в шлифах не наблюдалось.

Эти факты оправдывают вывод, что наряду с широким и сильным развитием фельдшпатизации (альбитизации) среди вмещающих пород и ранних гранитоидных образований, с превращением сланцев метаморфической толщи (зеленые сланцы) и сланцев сильно метаморфизованной нижней свиты (амфиболиты, слюдисто-гранатые сланцы и т. д.) в конечном



Фиг. 4. Микропегматитовая структура (кварц — плагиоклаз) приконтак-
товой части натриевых гранитов Уруштенского комплекса. Обр. 299/47,
р. Малая Лаба, выше устья р. Уруштена. Без анализатора, увел. 25.



Фиг. 5. То же, что и фиг. 4. Николи скрещены.

счете в гранитоподобные породы (гнейсограниты), т. е. наряду с наличием процесса гранитизации, — имеют место и магматические гранитоиды, представленные интрузиями тоналитов, натриевых гранитов и аляскинтов с пегматитово-аплитовой жильной серией.

Можно думать, что процессы фельдшпатизации, проявившиеся в антиклинальной структуре Передового хребта, в зоне формирования магматических интрузий были определенным этапом длительного формирования комплекса в целом, происходившим после интрузий тоналитов, но до или одновременно с внедрением аляскинтов, пегматитов и аплитов комплекса.

Среднепалеозойский интрузивный комплекс

В предыдущих работах приведены результаты наших исследований, которые позволили расчленить среднепалеозойские гранитоиды на следующие типы интрузий, отвечающие отдельным фазам формирования комплекса.

1. Сложно построенные морфологически единые массивы батолитового¹ типа, сложенные гранодиоритами, гранитами, их порфировидными разновидностями с крупными вкрапленниками кали-натриевого полевого шпата и диоритами краевой оторочки.

2. Интрузии двуслюдяных серых гранитов с серией пегматитов и аплитов и гидротермальными кварцевыми жилами со специфической минерализацией.

3. Интрузии аляскинтов, сопровождаемые аплитами и гидротермальными жилами со значительной ролью карбонатов.

Есть основания предполагать, что малые интрузии краевой части зоны Передового хребта типа интрузий хребта Магишо, горы Ахцархва и горы Ятыргварта более или менее одновозрастны со среднепалеозойскими интрузиями комплекса Главного хребта, но что в формировании их участвовали лишь граниты, аналогичные интрузивной фазе серых двуслюдяных гранитов зоны Главного хребта.

Формирование интрузий фазы гранодиоритов, давшей сложно построенные, но морфологически единые массивы, представляло длительный процесс, сопровождавшийся неоднократными автометаморфическими изменениями пород массивов. Точно так же и контактные взаимоотношения у гранитоидов этой фазы с вмещающими породами сложны, так как их характер зависел и от состава вмещающих пород и от наложения изменений, связанных с последующими этапами формирования комплекса.

В случае наличия нормальных (не тектонических) контактов массивов батолитового типа с вмещающими породами типа амфиболитов (пород с существенным содержанием железомagneзиальных и кальциевых минералов), что наблюдалось в разрезе массива по р. М. Лаба, граниты и гранодиориты постепенно переходят к контакту в диориты, с появлением их мелкозернистой краевой фации.

Эти наблюдения говорят о базификации гранодиоритов в контакте с амфиболитами и скорее подкрепляют предположение о магматическом образовании гранодиоритов батолитовых тел с контаминацией их в краевых частях за счет ассимиляции вмещающих пород.

Вместе с тем на примере этих батолитовых тел гранитоидов достаточно убедительно было показано явление последующей фельдшпатизации — микроклинизации, чему была посвящена специальная статья (Афанасьев, 1949₂). Специфика KNa-полевого шпата порфировидных гранитов, сходная со спецификой KNa-полевого шпата из гидротермальной жилы, была показана в моей более поздней статье (Афанасьев, 1951₁). Этот несомненный факт фельдшпатизации (микроклинизации) вмещающих сланцев — разви-

¹ Термин «батолит» применяется с ограничением его обычного понимания. Здесь имеются в виду крупные интрузивные тела с расширением книзу, наблюдаемым в естественных разрезах, и без экстраполяции такого расширения на большие глубины.

тие в них порфировых «вкрапленников» кали-натриевого полевого шпата, аналогичных вкрапленников самих гранитов, является по Риду (1949), как уже выше было показано, одним из наиболее убедительных фактов, говорящих в пользу метасоматического происхождения «гранитных массивов — путем «гранитизации» осадочных пород без их переплавления.

В противоположность такому выводу, в моих работах (Афанасьев, 1950_{1,2}) было показано, что формирование массива представляет длительный и сложный процесс и что фельдшпатизация (микроклинизация) как пород массива, так и ближайшей периферии из вмещающих пород является одним из последних этапов формирования этих массивов, уже после известной их консолидации. Этот этап фельдшпатизации, вероятно, был более или менее одновременен фазе внедрения аляскитовых гранитов.

Таким образом, считая, что в основе формирования гранитоидов первой — гранодиоритовой фазы — комплекса Главного хребта являются магматические породы, мы в то же время доказывали, что в формировании этого комплекса имел место этап фельдшпатизации (микроклинизации), связанный с эволюцией магматического очага, давшего разные интрузии комплекса.

В отличие от интрузии первой, гранодиоритовой фазы, сформировавшей сложно построенные массивы, интрузии серых двуслюдяных гранитов имеют свою специфику во взаимоотношениях с вмещающими породами, не говоря уже о специфике их вещественного состава.

Сами интрузии (Кти Тебердинская) представляют пример очень однородных, без ксенолитов массивов с резкими контактами с вмещающими сланцами и апофизами порфирового сложения, отходящими от гранита в сланцы. Развитие в контактовой зоне таких минералов, как андалузит, силлиманит, биотит, турмалин и др., говорит о высокой активности магмы двуслюдяных гранитов, в противоположность интрузиям батолитового типа, в контактной зоне которых главным образом развиты процессы хлоритизации, фельдшпатизации и мусковитизации, что в известной мере связано с наложенным воздействием этапа микроклинизации.

Наряду со сказанным о магматическом происхождении двуслюдяных гранитов, необходимо отметить, что в предшествующей работе (Афанасьев, 1950₁, стр. 110, 116 и 151) приведен материал, доказывающий, что с этими же интрузиями связана гранитизация вмещающих сланцев, прослеживаемая в ореоле интрузивных тел. При изучении гранитизированных пород удастся наблюдать постепенные переходы почти неизмененных сланцев и амфиболитов к гранитогнейсам, по составу и специфическим свойствам породообразующих минералов, аналогичных гранитам, но с сохранением текстур замещенных пород и их слабо измененных «ксенолитов».

Нами описан также случай воздействия гранитов на крупное тело «габброидов», залегающих в кровле гранитного массива, где отчетливо наблюдается ряд минеральных новообразований, по специфическим свойствам аналогичных минералам из интрузии серых гранитов. В частности это относится к регенерации свежего, со специфическими константами амфибола и свежего KNa-полевого шпата (анортотоклаз), которые развиваются среди «палеотипных» измененных минералов (Афанасьев, 1950₁, табл. IV, фиг. 3, 4 и др.).

Все приведенные ранее (Афанасьев, 1950₁) факты, а также изложенные в настоящей статье, позволяют считать, что массивы двуслюдяных гранитов, комплекса Главного хребта образовались магматическим путем, причем их внедрение сопровождал «фронт мигматизации», который обусловил гранитизацию вмещающих сланцев и амфиболитов подвижными компонентами магмы. Гранитизирующие агенты вряд ли сильно отличались по составу от исходной магмы, о чем говорит изучение лейкократовых слоев — инъекций их в сланцах.

Мелкие тела аляскитов прорывают порфировидные граниты и имеют на р. Кочерга активные контакты с крупными отторженцами мраморизованных известняков через переходную узкую зону габбро-диоритов и геденбергитовых скарнов. Фактический материал, приведенный в нашей более ранней работе (Афанасьев, 1951₁, стр. 121—123), позволяет считать, что в данном случае граниты образовались не путем замещения известняков, а что имело место внедрение магмы с ассимиляцией известняков, в результате которой в пограничной зоне образуются тонкозернистые габбро-диориты, постепенно сменяющиеся в сторону гранитов разностями более крупнозернистыми и более кислого состава.



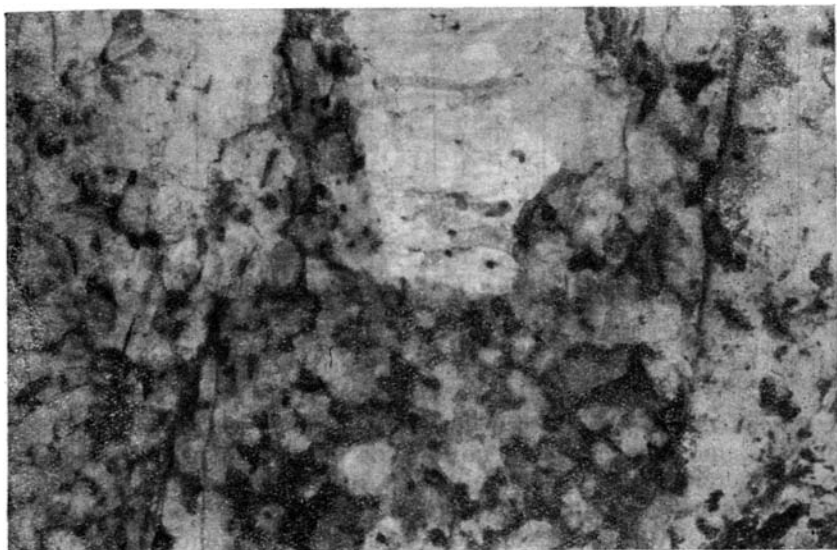
Фиг. 6. Порфиробласта микроклина в кристаллическом сланце контактного ореола Кочергинской интрузии аляскитов. Вся фотография — один кристалл микроклина, включающий захваченные составные части кристаллического сланца. Николы скрещены, увел. 100.

В этой же контактовой зоне происходит концентрация таких элементов, как железо и марганец, содержащихся и в гранитах, и в известняках — в крайне незначительном количестве.

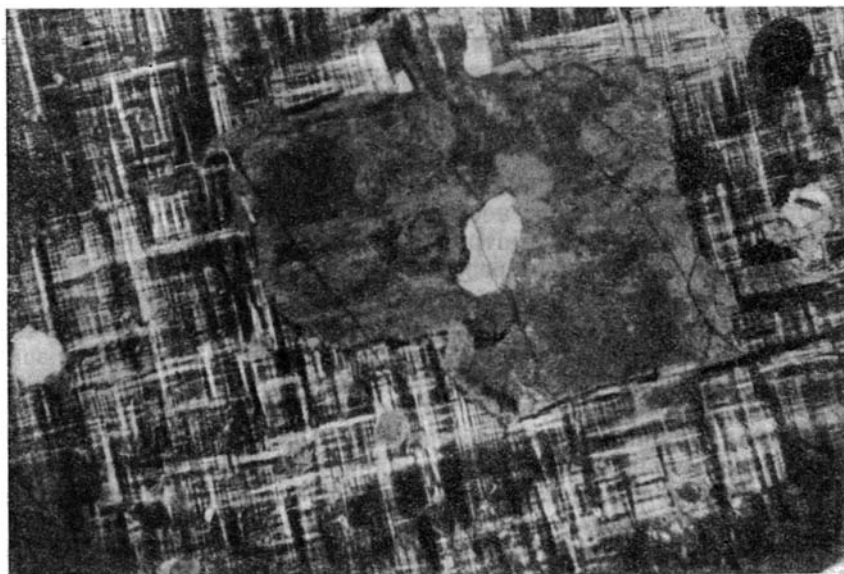
В сланцах, вмещающих Кочергинскую интрузию гранитов, наблюдаются частые жилы аляскитового гранита и пегматитов, генетически связанных с аляскитами. Все это скорее говорит о магматическом способе образования аляскитовых гранитов. Вместе с тем в сланцах, вмещающих аляскитовые граниты, нами констатируется четко выраженный процесс фельдшпатизации (микроклинизации) — образования вкрапленников (порфиробласт) микроклина метасоматическим путем.

Как показывает микрофотография (фиг. 6), образование такого выделения микроклина с захватом отдельных минералов сланца можно объяснить только метасоматическим путем, без переплавления породы.

Этот пример говорит также о том, что хотя массивы аляскитов образовались из магмы, но внедрение этой магмы сопровождалось проникновением подвижных частей ее в сланцы, что приводило к их фельдшпатизации и в известной мере к гранитизации. На фиг. 7 и 8 можно видеть примеры, иллюстрирующие метасоматическое развитие KNa-полевого шпата в гранодиоритовых породах, с преобразованием их в порфировидные граниты.



Фиг. 7. Образец порфировидного гранита. На фотографии видна неоднородность «вкрапленника» KNa-полевого шпата, увел. 2.



Фиг. 8. Микрофотография одного из участков «вкрапленника». Видны реликты олигоклаза. Николи скрещены, увел. 90.

Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ C ₃	FeO	MnO	MgO
468	68,36	0,54	15,58	2,37	0,64	0,02	1,18
472	75,84	0,28	4,81	1,45	4,46	0,18	5,00
413	77,37	0,15	12,31	0,98	0,09	Сл.	0,09
469	47,68	2,38	17,26	1,68	9,04	0,18	7,26
153	47,20	Нет	1,23	3,38	21,28	2,60	1,78
153а	Не опр.	Не опр.	0,08		Следы	Следы	0,58

- Обр. 468. Порфиновый гранит; р. Атуур-гол, Горный Алтай. Состав: кварц 40,2%; микролин 36,1%;
 • 472. Приконтактный роговик; р. Артуур-гол, Горный Алтай. Состав: кварц, биотит, мусковит, ный титанит.
 • 413. Аляскит; р. Кочерга, с.-з. Кавказ. Состав: плагиоклаз (13—15% An), кварц, хлоритизированный.
 • 469. Габбро-диорит (эндоморфное изменение гранита); р. Кочерга, с.-з. Кавказ. Состав:
 • 153. Зона скарна; р. Кочерга, с.-з. Кавказ. Марганцовый гедделбергит.
 • 153а. Мраморизованный известняк; р. Кочерга, с.-з. Кавказ. Состав: кальцит, редко пирит.

Все до сих пор приведенные примеры относятся к интрузиям Уруштенского (нижнепалеозойского) комплекса и к комплексу гранитов Главного хребта (среднепалеозойский), формирование которых, на основе суммы геологических и петрографических данных, подробно разобранных в моей работе (1950₁), происходило в абиссальных условиях.

Малые интрузии, развитые в краевой части структурной зоны Передового высокогорного хребта близ границы ее с зоной продольных депрессий, отделяющей зону Главного хребта, представлены в общем сложной ассоциацией пород. Но здесь необходимо отметить два случая контактов гранодиорито-гранитовых тел с породами субстрата.

1. Когда наблюдается непосредственный контакт гранитов с амфиболитами и змеевиками Уруштенского комплекса, он оказывается обусловленным тектоническими причинами — породы вмещающие и породы интрузии в контакте сильно милонитизированы и в отношении изменения состава не оказывают друг на друга никакого влияния (граниты хр. Ахцархва).

2. Нормальные интрузивные контакты сопровождаются ассимиляцией вмещающих пород, с образованием оторочки из габбро-диоритов, монцитов и кварцевых диоритов, постепенно переходящих в гранодиориты центральных частей массива (интрузии р. Местык — Ятыргварта). То же подтверждается значительным развитием ксенолитов вмещающих пород среди пород краевой зоны при отсутствии их в гранодиоритах центральной части. Комплекс малых интрузий отличается рядом специфических особенностей, позволяющих приписывать им гипабиссальное образование. Соответствующие факты и наблюдения приведены в нашей прежней работе (Афанасьев, 1950₁).

Специфика гипабиссальной обстановки формирования интрузий в условиях сравнительно пониженного давления и малого объема интрузивных масс способствовала достаточно быстрому удалению подвижных компонентов магмы в породы субстрата. Эти же факторы, специфичные для гипабиссальной обстановки, — сравнительно быстрое охлаждение магмы с отдачей летучих — обусловили «сохранение следов неравновесности магматического расплава на известных стадиях гомогенизации магмы, ассимилировавшей породы субстрата» (Афанасьев, 1950₁, стр. 265). Для этих интрузий не всегда имели место условия, необходимые для реакционного взаимодействия выкристаллизовавшейся фазы с остаточным расплавом до полного выравнивания состава породы. В результате в породах краевых частей наблюдаются такие ассоциации минералов, как

пород Кавказа и Горного Алтая

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ^{+110°}	H ₂ O ^{-110°}	Сумма	
2,22	3,98	4,36	He опр.	0,49	1,10	100,84	(S = 0,51)
5,45	0,52	0,26	» »	0,98	0,14	99,88	
0,46	2,93	4,92	—	0,14	0,75	100,19	
9,00	3,16	1,42	—	0,20	1,22	100,48	
21,50	Сл.	Сл.	—	0,72	0,55	100,24	
55,04	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	

олигоклаз 15,4%; биотит 6,2%; титанит 1,5%; роговая обманка 0,4%; акцессорные 0,3%. нордьерит, турмалин, скаполит, эпидот, апатит, пирротин, халькопирит, арсенопирит и единич-
 рованный биотит, микролин, биотит, мусковит, акцессорные и проч.
 хлорит — серпентин, плагиоклаз (Olg), роговая обманка, биотит.

пироксен, обрастаемый амфиболом, зонарный плагиоклаз, анортотлаз и кварц.

Наряду с этим известная переработка вмещающих пород путем проникновения подвижных частей магмы происходит и в этом случае; и эта переработка до некоторой степени может быть уподоблена «гранитизации», хотя в конечном итоге и не приводит к образованию пород, в какой-то мере похожих на граниты. Во многих случаях характер контактных изменений зависит от взаимодействия вещества вмещающей среды и внедряющейся магмы. Эту зависимость легче проследить для случаев резкой границы между гранитом и вмещающей породой (когда четко отграничивается изверженная порода от вмещающей) при наличии интрузивных отношений между ними. Следующие примеры иллюстрируют такое различие.

1. Контакт аляскитового гранита с известняками на р. Кочерга (северо-западный Кавказ). В контакте образуется зона мощностью до 1,5 м габбро-диорита, диорита, как эндоморфное изменение гранита с развитием в экзо-контакте геденбергитового скарна. Результаты химических анализов, приведенные в табл. 5, свидетельствуют о том, что в гранитах и известняках р. Кочерга такие элементы, как Fe, Mn и Mg, практически отсутствуют, а в эндоморфной оторочке гранита они играют главенствующую роль. Описание этого контакта приведено в нашей прежней работе (Афанасьев, 1950₁, стр. 119—121).

2. Контакт порфирового гранита верхнепалеозойского (?) возраста из Агуургольского массива на Горном Алтае с мощной пачкой песчаников и сланцев свидетельствует об отсутствии эндоморфных изменений гранита на контакте с существенно кварцевыми песчаниками, несмотря на интрузивный характер контакта.

Рассмотрение двух разных примеров резких контактов интрузий гранитоидов с вмещающими породами отличного и близкого состава показывает, что в первом случае контакт гранита с известняком, выраженный резким переходом от массива к известняку, осуществляется через зону контаминации краевой части гранита до габбро-диорита, с постепенным уменьшением зернистости породы к контакту; в другом случае резкий контакт между гранитами и контактно измененными песчаниками не сопровождается образованием контаминированных пород в краевой зоне гранитного массива. Но в обоих случаях контакт между изверженной породой и вмещающими резкий.

Воздействие гранитов на вмещающие породы сказывается и за пределами непосредственного контакта, оно отражается и на минералогическом, и на химическом составе, а также на структурах пород.

Изменение вмещающих пород, близких по составу к гранитам (граниты — кордиерито-скаполитовые роговики Атуургола), связано с проникновением летучих компонентов, выделяющихся из магмы при ее кристаллизации. Судя по содержанию таких компонентов, как FeO , MgO и CaO в гранитах и кордиеритовых роговиках, и учитывая образование в контактной зоне жиллоподобных скарнов, естественно думать, что гранитная магма, поглощающая породы субстрата, явилась причиной образования скарновых мраморов, т. е. породы, существенно отличающейся по составу и от вмещающих пород, и от гранитов. Такое сравнение составов контактирующих пород подтверждает, что из магмы происходил вынос ряда компонентов, причем в ближайшей периферии интрузии концентрировались главным образом соединения железа, магния и кальция. Концентрация Fe и Mn , как показано выше, имеет место и в контакте аляскитов р. Кочерга с известняками, хотя обе эти породы практически не содержат Fe и Mn . В данном случае такую концентрацию скорее всего можно объяснить своеобразной отгонкой Fe и Mn из гранитной магмы к контактам при ее кристаллизации, возможно, в результате газового переноса.

Вместе с тем естественнее связывать уже отмеченные явления фельдшпатизации сланцев (микроклинизация) на значительном удалении от аляскитовых гранитов (р. Кочерга, с.-з. Кавказ) с формированием тех же аляскитовых гранитов. Изучение контактовой зоны аляскитов р. Кочерга оправдывает вывод, что здесь проявляется различная подвижность компонентов гранитной магмы.

Рассмотрение этих двух примеров во всяком случае приводит к выводу, что в данных случаях нет оснований говорить о метасоматическом образовании гранитов. Наоборот, возникает предположение, что гранитная магма, ассимилировавшая породы субстрата, служила источником вещества, образующего и кристаллизующиеся из котаминированной магмы диориты, и постмагматические залежи «скарнов», и ряд других минеральных новообразований во вмещающих породах, вплоть до порфиробласт микроклина на некотором удалении от интрузии.

Изучение верхнепалеозойского магматизма Северного Кавказа дает чрезвычайно ценный материал для познания петрогенезиса отдельных групп изверженных пород. В настоящей статье не ставится задача дать освещение всех тех проблем, которые возникают из изучения верхнепалеозойского магматизма Северного Кавказа в его различных фациальных проявлениях и с точки зрения сопоставления с другими магматическими комплексами этой области, что является целью отдельной работы. Остановимся лишь очень кратко на общей характеристике контактных изменений интрузивных пород этого комплекса.

Интрузивные проявления этого комплекса, в зависимости от приуроченности к той или иной структурной подзоне зоны Передового высокогорного хребта, сейчас вскрыты эрозией на различных уровнях их глубинности. Более приподнятые блоки Даховского и Эшкаконского массивов дают примеры относительно постепенных переходов гранодиоритовых интрузивов к вмещающим амфиболитам и сланцам нижнего палеозоя, с контаминацией приконтактных гранитоидов до кварцдиоритов и преобразованием амфиболитов в гнейсовидные диориты с полосчатой унаследованной структурой. Более молодые аляскиты, прорезающие гранитоиды первой фазы, имеют с ними обычно резкие интрузивные контакты.

Особенно интересны соотношения развитых в бассейне р. Кубани выше города Клухори верхнепалеозойских интрузий, формировавшихся в несколько последовательных интрузивных фаз разного вещественного со-

става. Верхнепалеозойские интрузии, представленные последовательно внедрявшимися гранодиоритами, пегматоидными гранитами и аляскитами, образуют мелкие штоки и дайки с резко отграниченными контактами от вмещающих пород. Вмещающие породы, представленные сланцами, амфиболитами, серпентинитами и древними (нижнепалеозойскими) кислыми интрузиями, сильно изменены контактным воздействием верхнепалеозойских интрузий. Но это контактное воздействие, особенно интенсивное в ореоле интрузивных тел, сказывается в ороговиковании вмещающих сланцев и амфиболитов, не вызывая их гранитизации, что в значительной мере обусловлено объемом интрузивных даек и их фациальным положением.

ИТОГИ РАССМОТРЕНИЯ ЯВЛЕНИЙ ГРАНИТИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КAVKAZA

Рассмотрение проявлений магматизма палеозойского времени на северо-западном Кавказе показывает, что формирование некоторых разновозрастных комплексов пород включает интрузивные, экструзивные и эффузивные фации. Породы разных фаций одного комплекса по общему типу, а в особенности по специфике состава, достаточно сходны между собой (Уруштенский комплекс натриевых гранитоидов и верхнепалеозойский комплекс красных гранитов). Эти наблюдения уже позволяют предполагать магматическое происхождение главных типов пород (в том числе и гранитов) этих комплексов, при участии процессов загрязнения интродуцирующих магм ассимилируемыми породами субстрата.

Формирование разновозрастных интрузивных комплексов происходило в несколько последовательных фаз. Изучение контактных зон, в особенности для интрузий гипабиссальной фации, кратко результаты которого приведены выше, показывает, что главная роль в формировании массивов гранитных и других пород принадлежала магматическим процессам, при одновременном большом преобразующем воздействии на вмещающие породы внедряющейся магмы и выносимых из нее наиболее подвижных частей.

Подвижные компоненты выносятся во вмещающие породы или непосредственно из магматических масс, интродуцировавших до места консолидации, или их поднятие в верхние части земной коры представляет некоторый этап эволюции магматического очага.

Наиболее часто наблюдается процесс фельдшпатизации, связанный иногда непосредственно с интрузивными телами. В значительно больших масштабах фельдшпатизация, приводящая к глубокому преобразованию ранее сформированных магматических пород и их вмещающих осадочных и метаморфических толщ, вплоть до образования гранитовидных пород скорее связана (как это вытекает из вышеприведенного) с самостоятельным этапом эволюции очага. При этом нижнепалеозойские ассоциации пород, для которых натриевый состав вообще специфичен, испытывают фельдшпатизацию в виде альбитизации. Для среднепалеозойских интрузий этап фельдшпатизации выражен микроклинизацией и все преобразования связаны с процессом калиевого метасоматоза при участии кремнекислоты (порфировидные гранитоиды комплекса Главного хребта за счет микроклинизации диоритов, гранодиоритов и вмещающих сланцев).

В условиях абиссальной фации явления фельдшпатизации, в особенности обусловленные самостоятельным этапом формирования комплекса, могут быть рассматриваемы как типичное проявление гранитизации, так как при этом происходит превращение твердых пород в гранитовидные без перехода в расплавленное состояние.

В условиях гипабиссальной обстановки, при наличии более низкого давления и малого объема интрузивных масс, явления фельдшпатизации развиты в сравнительно небольшой степени и преобразование вмещающих пород метасоматическим путем подвижными компонентами магмы далеко не доводит их до облика гранитов. Пример верхнепалеозойской серии гранитных пород в их гипабиссальных интрузивной и экструзивной фациях показывает, что явления фельдшпатизации не сопровождают внедрение этих гранитоидов. Контактные явления сводятся к перекристаллизации и ороговикованию вмещающих пород.

Резюмируя изложенное выше, можно сказать, что образование гранитных пород в составе естественных ассоциаций горных пород разного возраста, выделяемых нами в интрузивные комплексы, связано главным образом с кристаллизацией их из магмы, состав которой специфичен для разновозрастных комплексов.

Явления гранитизации, т. е. метасоматического преобразования пород субстрата гранитизирующими агентами в гранитоподобные породы, имеют подчиненное значение по сравнению с магматическими процессами и наибольших масштабов достигают в условиях абиссальной обстановки формирования интрузивных комплексов, имея своим источником магматические массы.

Одним из «убедительных» доводов, ставящим под сомнение магматическое образование гранитов, служит недоумение, каким образом гранитные массы могут заполнить занимаемые ими объемы, подчас громадные. Единственное объяснение этому гранитизаторы видят в метасоматическом способе образования гранитов путем замещения (обменных реакций) осадочных толщ земной коры гранитизирующими агентами неопределенного состава и неопределенной физической природы. Магматисты, оспаривая такое объяснение, в свою очередь предлагают гипотезу обрушивания кровли и ее постепенной ассимиляции, что, согласно существующим мнениям, не соответствует ассимилирующей способности гранитной магмы по отношению к породам близкого состава.

В связи с этим следует сказать, что о свойствах гранитной магмы мы имеем представление только по кислым лавам, которые вряд ли тождественны по своим свойствам гранитным магмам интрузивной фации (с точки зрения активности в условиях высокого давления и разнообразного, подчас, несомненно, высокого в них содержания таких подвижных компонентов, как щелочи, фтор, бор, уголекислота и др.). На примере отдельных интрузивных фаз даже одного интрузивного цикла северо-западного Кавказа (комплекс Главного хребта) можно наблюдать разную степень активности гранитных интрузий по отношению к вмещающим породам (сравнить, например, воздействие интрузий серых гранитов и интрузий аляскистов на вмещающие породы!).

Учитывая, что физико-химическая природа взаимодействия гранитной магмы с вмещающими породами в условиях абиссальной и гипабиссальной обстановки еще не освещена в достаточной степени экспериментальными исследованиями, правильнее придерживаться взгляда, что заполнение гранитами пространства происходит в результате взаимодействия активной магмы с вмещающими породами при их структурной тектонической подготовленности. Это подкрепляется наблюдающимися геологическими фактами: мелкозернистые краевые оторочки, оплавленные ксенолиты пород кровли, часто не сохраняющих того положения в пространстве, которое им полагалось бы занимать в случае метасоматического преобразования вмещающей их среды.

Длительность дискуссии, давностью около 100 лет, о магматическом или немагматическом происхождении гранитных массивов в значительной мере обусловлена тем, что наряду с известными нам, сейчас проте-

кающими геологическими процессами мы не в состоянии непосредственно наблюдать глубинный процесс формирования интрузий. Отсутствие такого вполне доказательного фактического материала, порождая бесконечные споры, подкрепляемые каждой спорящей стороной казалось бы очень убедительными доводами, отодвигает на очень далекое будущее действительно правильное решение проблемы. При этом надо отметить, что спорящие направления часто разноречивы, так как, изучая отдельные области развития гранитов разного возраста, разного структурно-фациального положения, они могут быть более или менее правы в трактовке происхождения изученных ими гранитов, но при перенесении на граниты других областей эти выводы могут оказаться ошибочными. К примеру говоря, в таком положении можно оказаться, перенося выводы, полученные при изучении архейских гранитов платформенных областей, на палеозойские или мезозойские граниты складчатых зон.

Проблема происхождения гранитов и многие другие сложные вопросы петрогенезиса и рудообразования быстрее и с большим успехом могут быть выяснены, если при наших исследованиях магматизм той или иной геоструктурной области будет изучен в его историческом развитии, с учетом влияния среды, т. е. вмещающих толщ.

Изучение магматических комплексов, представляющих ассоциации близких по возрасту структурно-территориально сопряженных изверженных пород, обладающих общей спецификой состава и единством происхождения, представляет собой совершенно необходимый путь исследования, который может пролить свет на ряд сложных вопросов петрогенезиса.

Изучение магматических серий пород, в том числе и гранитоидного состава, в эффузивной, экструзивной, гипабиссальной интрузивной и абиссальной фациях — это логически правильное использование того неоспоримого факта, что магма близкого к гранитам состава образуется в земной коре. Последнее неоспоримо доказывается наличием сейчас или недавно действовавших вулканов с их лавовыми излияниями липаритов, риолитов и дацитов.

Наконец, в решении вопросов петрогенезиса, в том числе и вопроса о происхождении гранитов, большую роль должен сыграть эксперимент, моделирование предполагаемых для глубин земной коры природных процессов. Современные технические возможности допускают это.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ЗНАЧЕНИИ АССИМИЛЯЦИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ГОРИЗОНТА СТАНОВЛЕНИЯ МАГМ В ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ДЛЯ ХИМИЗМА ИНТРУЗИЙ

Изучение разновозрастных интрузивных комплексов северо-западного Кавказа показывает, что роль вмещающих пород горизонта становления магмы в интрузивные породы для вещественного состава интрузий различна в зависимости от специфики интродуцирующей магмы, ее массы и фациального положения интрузивного тела.

Изучение контактов показывает, что роль ассимиляции, приводящей к контаминации интродуцирующей магмы, вполне наглядна для глубинных условий формирования крупных интрузий. В зависимости от объема интрузивной массы, контаминированными оказываются более или менее мощные периферийные зоны, в случае наличия вмещающих пород, легче ассимилируемых гранитами (амфиболиты, карбонатные породы и др., но, например, не кварцевые песчаники).

В гипабиссальных условиях мелкие тела гранитоидов обычно менее контаминированы, хотя и здесь в каждом конкретном случае играет роль соотношение состава вмещающих пород и интродуцировавшей магмы.

Химический состав гранитоидов, залегающих в виде мелких интрузивных тел по притоку р. Кубани, выше г. Клухори

Окислы	Нижнепалеозойский		Верхнепалеозойские					
	Обр. 145/50		Обр. 46/50		Обр. 22/50		Обр. 30/50	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	75,88	1,264	61,24	1,019	75,06	1,250	77,02	1,282
TiO ₂	0,11	0,001	0,85	0,010	0,33	0,004	0,10	0,001
Al ₂ O ₃	12,83	0,125	14,40	0,141	12,76	0,125	11,75	0,115
Fe ₂ O ₃	1,27	0,008	2,44	0,015	0,65	0,004	0,43	0,003
FeO	0,28	0,004	3,18	0,044	0,94	0,012	0,34	0,005
MnO	0,02	—	0,14	0,001	0,02	—	0,03	—
MgO	0,20	0,005	2,85	0,070	0,69	0,017	0,63	0,015
CaO	0,52	0,009	3,28	0,059	0,99	0,018	0,91	0,016
Na ₂ O	4,98	0,081	2,79	0,045	2,75	0,044	3,68	0,060
K ₂ O	2,99	0,032	4,20	0,045	5,43	0,057	3,64	0,038
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0,12	—	0,44	—	0,22	—	0,12	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	0,56	—	2,72*	—	0,61	—	0,79	—
P ₂ O ₅	0,06	—	0,46	—	0,08	—	0,10	—
BaO	0,00	—	Нет	—	0,04	—	0,06	—
SrO	—	—	»	—	Сл.	—	Сл.	—
							C = 0,47	—
Сумма	99,82	—	100,23	—	100,57	—	100,07	—
	Аналитик П. Н. Ниссенбаум				Аналитик Д. Н. Князева			

* CO₂ — 1,24%.

Таблица 7

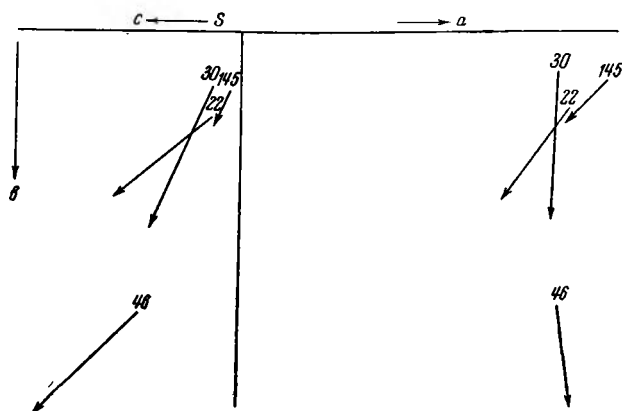
Числовые характеристики гранитных пород р. Кубани (по методу А. Н. Заварицкого)

Образцы	a	c	b	s	f'	m'	a'	c'	n	t'	φ	Q	$\frac{a}{c}$
145/50 г.	14,8	0,4	2,0	82,8	65	16	19	0	71	0,1	50	35,6	37
45/50 г.	12,7	3,6	10,8	72,8	49	45	0	5	50	1	19	16,7	3,5
22/50 г.	13,1	1,2	3,2	82,2	40	35	24	0	44	0,3	16	37,3	11
30/50 г.	12,9	1,0	1,7	84,5	35	60	4	0	61	0,1	23	42,1	12,9

Хотя вышесказанным намечается существенное значение ассимиляционных процессов для интрузий, особенно глубинной фации и особенно краевых зон интрузивных масс, все же вся совокупность данных по изучению палеозойского магматизма Кавказа позволяет с полной определенностью утверждать, что разновозрастные интрузии как различных интрузивных комплексов, так и отдельных интрузивных фаз единого комплекса имеют специфические особенности состава, отнюдь не обусловливаемые ассимиляцией тех вмещающих пород, среди которых они залегают.

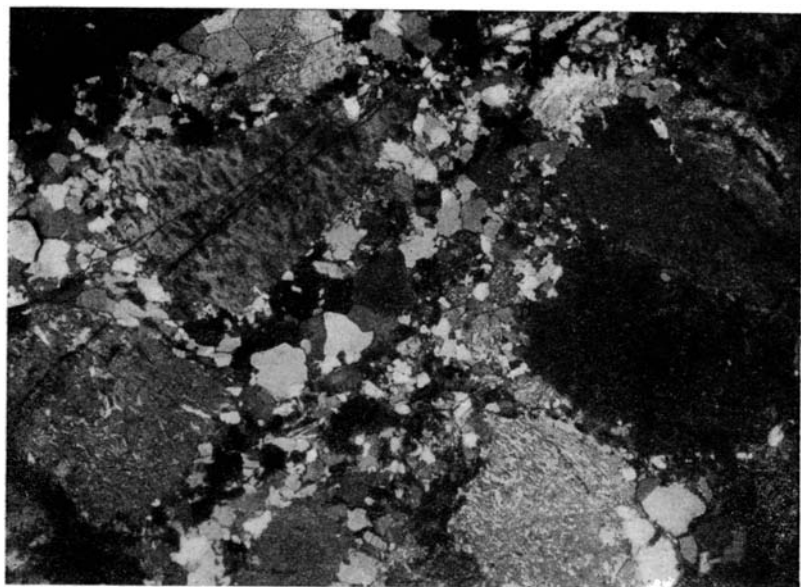
Рассматривая площади крупного размера, такие, как структурные зоны Главного хребта и Передового хребта на Северном Кавказе, мы видим, что в пределах этих зон среди одних и тех же вмещающих пород сейчас встречаются, во-первых, многофазные интрузии разного состава, например, гранодиориты — граниты — калиевые аляскиты комплекса Главного хребта для зоны Главного хребта, и, во-вторых, специфичные по составу разновозрастные комплексы магматических пород, например

интрузии натриевых гранитоидов Уруштенского комплекса и кали-натриевых гранитоидов комплекса малых интрузий в зоне Передового высокогорного хребта.



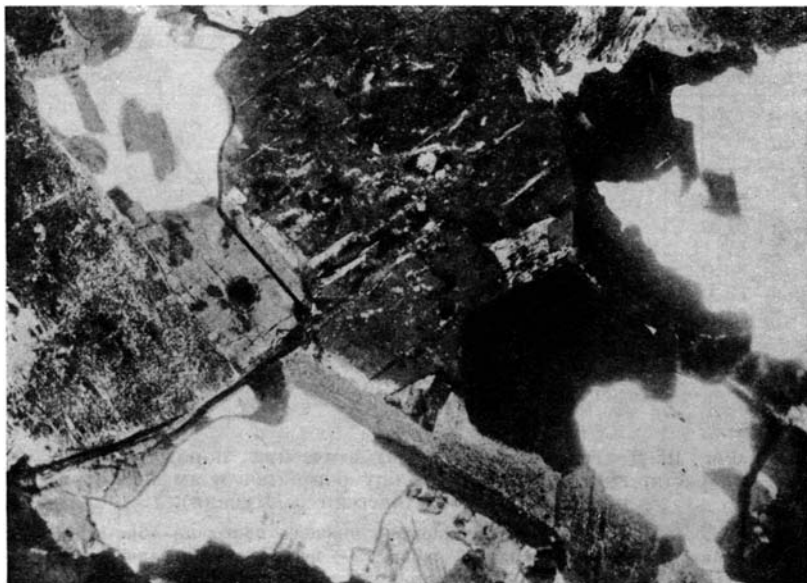
Фиг. 9. Диаграмма состава магматических пород разного возраста, внедрившихся в толщу роговиков и амфиболитов нижнего палеозоя (бассейн р. Кубани):

обр. 145 — жильный гранит-порфир нижнего палеозоя; обр. 46 — гранодиорит верхнего палеозоя; обр. 22 — пегматоидный гранит верхнего палеозоя; обр. 30 — аутометаморфизованный бесслюдистый аляскит верхнего палеозоя.



Фиг. 10. Нижнепалеозойский мелкозернистый гранит-порфир. Гранит гнейсирован и милонитизирован. Вкрапленник KNa-полевого шпата с обильными пертитовыми вросками альбита. Обр. 145/50. Николи скреплены, увел. 20.

Достаточно ярким примером такой независимости состава интрузий от состава вмещающих пород горизонта их становления в породы, служат мелкие интрузии нижнепалеозойских и верхнепалеозойских гранитоидов одного из притоков р. Кубани.



Фиг. 11. Амфиболово-биотитовый крупнозернистый гранодиорит
гранитной структуры. Обр. 46/50. Николи скрещены, увел. 20.



Фиг. 12. Пегматоидный гранит. Обр. 22/50. Николи скрещены, увел. 20.

Здесь на небольшой площади — около 1 км², среди сланцев и амфиболитов нижнего палеозоя выходят многочисленные тела существенно натриевых гнейсированных гранитов нижнего палеозоя и последовательных интрузий нормальных по структуре гранодиоритов, гранитов и аляскитов верхнего палеозоя, являющихся существенно калиевыми. Верхнепалеозойские гранитоиды отличаются от нижнепалеозойских, помимо характера щелочей их полевого шпата, и рядом других специфических особенностей.

В табл. 6 приведены результаты химических анализов разновозрастных интрузивных пород, залегающих сейчас в аналогичной по составу вмещающей толще. На фиг. 9 дана диаграмма их составов по методу А. Н. Заварицкого, на фиг. 10, 11, 12 — микрофотографии этих разновозрастных пород. Числовые характеристики этих пород, полученные путем пересчета по методу А. Н. Заварицкого, даются в табл. 7.

Приведенные данные иллюстрируют специфику вещественного состава мелких гранитных тел разного возраста, внедрившихся в толщу сланцев и амфиболитов нижнего палеозоя. Особенно четко эта специфика выделяется при сравнении разновозрастных комплексов, отличающихся и структурно, и по вещественному составу (сравнить аляскитовые гнейсированные граниты нижнего палеозоя и аляскиты верхнего палеозоя).

Приведенные для небольшой площади данные о специфике состава разновозрастных гранитов, а также обзор материалов, имеющих в нашей работе (Афанасьев, 1950₁) о химизме интрузивных комплексов и их размещении в разных структурных зонах Кавказа, позволяют сделать вывод, что гранитные интрузии определенной геоструктурной зоны не являются производными какой-то единой постоянной гранитной магмы, приобретающей те или иные специфические черты в зависимости от ассимиляции ею вмещающих пород горизонта становления магмы в породе, как это утверждает в своей работе Х. М. Абдуллаев (1950), а что разновозрастные гранитные интрузии имеют специфические особенности вещественного состава пород и рудопроявлений, зависящие от специфики внедряющихся магм, отображающей периодически-поступательный процесс развития магматизма в глубинных частях земной коры. Такой вывод несколько не исключает значения ассимиляционных процессов, т. е. влияния среды на состав изверженных пород; не следует только эту среду представлять себе исключительно в виде того геологического разреза, который вскрыт эрозией и сейчас доступен наблюдению, так как вмещающими породами для интрузирующей магмы будут являться также породы более глубоких горизонтов, где и магма, вероятно, более активна по отношению к вмещающим породам. В частности, как отмечалось выше, ассимиляционные процессы будут по-разному протекать для различных фаций магматических комплексов и для порций магмы разных объемов и различной активности (содержание летучих, температурный режим и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прежде чем перейти к некоторым общим выводам по изложенным материалам, остановлюсь несколько на вопросе о применимости принципа актуализма в петрографии и о нашем понимании этого принципа. Спор о происхождении гранитов, ведущийся со времени Вернера, зависит в значительной мере от того, что, во-первых, прямой актуалистический метод в данном случае, как и по отношению ко многим другим геологическим проблемам, неприменим и, во-вторых, экспериментальное моделирование также еще пока недостаточно осветило решение проблемы. Тем не менее стоит отметить, что лайелевский актуалистический подход к геологическим явлениям, в частности таким, как действие вулканов и излияние лав,

позволил в свое время отвергнуть фантастические представления ученых XVIII века об осадочном происхождении гранитов. Передовое значение работ Ч. Лайела было в свое время подчеркнуто Ф. Энгельсом¹, писавшим, что «лишь Лайель внес здравый смысл в геологию, заменив внезапные, вызванные капризом творца, революции постоянным действием медленного преобразования земли».

Следует сказать, что хотя общепринято актуализм связывать с Лайелом, но точного определения этого термина и даже самого упоминания его Лайелом в «Основных началах геологии»² не встречается. Тем не менее считается, что этот принцип, известный с XVIII века, разработан Лайелом. Вместе с этим следует указать, что академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, сознавая глубокую важность принципиального отношения к значению современных геологических процессов для геологов, еще в 1923 г. писал³:

«Принцип актуализма есть не что иное, как выражение того, что ключ к объяснению прошлого — в изучении настоящего, что для изучения так называемых переворотов в истории земли нет надобности прибегать к гипотетическим, особенным и к тому же сверхестественным силам, так как достаточно для этого и современных факторов, лишь бы предоставить им достаточно продолжительный промежуток времени; суммирование мелких действий в течение значительного промежутка времени может произвести очень значительный эффект. Интересно, что на необходимость изучения геологических процессов для объяснения минувших геологических переворотов указал еще в 1736 г. М. В. Ломоносов (в сочинении «О слоях земных»)».

Вместе с тем Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечал: «...на почве принципа актуализма, который может считаться одним из наиболее важных успехов в геологии, вырос униформитаризм, или единообразие, т. е. учение, по которому все геологические явления совершались всегда не только по тем же законам, но, так сказать, и тем же темпом, как и теперь. Такого же принципа придерживалось и возникшее в 1807 году Лондонское геологическое общество; им же руководился и Лайель, который не только не допускал существования в прежние эпохи сил, отличных от ныне действующих, но даже отрицал возможность большей интенсивности той или иной из них в какой-нибудь минувший период истории земли».

Советские геологи, в итоге подготовки к совещанию по осадочным породам и результатов работы самого совещания, внесли ясность в понимание актуализма и ценности этого метода для геологии.

В решении Совещания по осадочным породам и осадочным полезным ископаемым 1952 г. указано, что «актуализм» в понимании Лайела (униформизм) неприемлем для советской геологической науки. Метод сравнения настоящего с прошлым, являющийся обычным рабочим методом и в работах русских геологов часто обозначающийся как метод актуализма, должен быть сохранен как один из важных приемов историко-геологического исследования.

Учитывая итоги прошедшей дискуссии и Совещания по осадочным породам, советские геологи для познания прошлого обязаны привлекать знания о современных, сейчас идущих геологических процессах, и это будет актуалистическим подходом к природным явлениям; но вместе с тем наше мировоззрение, основанное на марксистско-ленинской методологии, обязывает нас резко выступить против униформизма (постоянство геологических явлений) и основой своего понимания геологической истории земной коры признать принцип поступательного ее развития. При

¹ Ф. Энгельс. Диалектика природы. Госполитиздат, 1950, стр. 9.

² Ч. Лайел. Основные начала геологии, т. I, 1866.

³ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Введение в геологию. 1923, стр. 14, 15.

таким подходе к актуализму естественно отбрасываются все неясности в его понимании и трактовке, которые зиждятся на отсутствии точного определения этого термина в первоначальном изложении его неизвестных авторов.

Возвращаясь к проблеме происхождения гранитов, следует дополнительно сказать, что неспособность теории кристаллизационной дифференциации объяснить образование громадных масс гранитов за счет дифференциации основной базальтовой магмы, привела к различным понятиям о существовании двух и больше магм разного состава, но главным образом базальтовой и гранитной.

Не рассматривая здесь существующих представлений о строении земной коры на глубоких уровнях и о физической природе более или менее всеми геологами признаваемых оболочек «сиаль» и «сима», я считаю возможным, на основании изучения магматизма палеозоя Северного Кавказа и некоторых других складчатых областей СССР, высказать соображения, наиболее отвечающие наблюдаемым геолого-петрографическим фактам, о вероятных путях образования палеозойских гранитов в этих геологических структурах геосинклинального типа.

Прежде всего, проведенное расчленение палеозойских изверженных пород на три магматические разновозрастные комплекса, представленные разнообразными последовательными дифференциатами, позволяет видеть резкое различие между комплексами по типам пород, входящих в них, и по их количественным соотношениям.

Нижнепалеозойский интрузивный комплекс, представленный главным образом основными и ультраосновными породами, меньше тоналитами и совсем в небольшом количестве кислыми дифференциатами (граниты, аляскиты, пегматиты и аплиты), может более или менее обоснованно рассматриваться как серия дифференциатов глубинной магмы, по составу близкой к базальтам, остаточные продукты дифференциации которой в виде небольших тел натриевых гранитов и аляскитов были интродуцированы после внедрения ранних дифференциатов — габбро-амфиболитов, ультраосновных пород и тоналитов. Формирование нижнепалеозойского магматического комплекса отображает направленное развитие глубинного магматического очага, развивавшегося в нижнепалеозойское время в пределах каледонской геосинклинальной структуры Кавказа.

Что же касается среднепалеозойских и верхнепалеозойских гранитных и гранодиоритовых интрузий, также формировавшихся в несколько интрузивных фаз, то соотношения гранитных пород и «базифицированных» частей их краевых оторочек никак не укладываются в представление о дифференциации магмы основного состава.

Естественно, возникает вопрос: как образовалась магма, по составу близкая к гранитной, в результате глубинной дифференциации которой, отображающей ее направленное развитие, в более высокие горизонты интродуцировали магмы различной кислотности и с различным содержанием щелочей, но в общем относящиеся к гранитному типу?

В этом отношении наиболее вероятной причиной образования гранитной магмы являются процессы переплавления (анатексис) сложной серии осадочных пород и залегающих среди них древних магматических образований в условиях прогибающихся геосинклинальных зон, возможно с дополнительными местными источниками тепловой энергии (например радиоактивность). Такие примерно взгляды высказывали ранее Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. Эскола, Х. Седерхольм и др.

Высказанное соображение о палингенном происхождении ассоциаций гранитных пород, не включающих значительных масс основных пород как часть, «закономерно» связанную с гранитами «кровным» родством, находится в большем соответствии с геологическими фактами и общими

соображениями, чем представление об ювенильных, изначально существующих очагах гранитной магмы.

Пересчеты среднего химического состава (по Кларку) осадочной толщи земной коры, несомненно не отображающего истинного состава всей толщи осадочных пород, не позволяют вывести из этого среднего состава стройный ряд возможных дифференциатов, так как и в целом этот состав не отвечает составу какой-либо магматической породы, что в свое время было подчеркнуто Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Вместе с тем ряд произведенных мною возможных вариантов такого пересчета позволяет думать, что наряду с преобладанием пород от ряда гранодиорит-диорит до габброидов средний состав осадочной толщи допускает возможность выплавления из нее в значительных размерах (до 15—20 %) расплава, по составу близкого к гранитной эвтектике.

Резюмируя вышесказанные соображения о происхождении существенно гранитных интрузий среднего и верхнего палеозоя складчатой зоны, можно повторить слова Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, высказанные им в 1910 г. и уже приводившиеся мною в более ранней статье (Левинсон-Лессинг, 1910, стр. 111—144) о том, что «источником, откуда получаютс я начиная с архейской эры изверженные породы, является твердая земная кора, отдельные участки которой, периодически расплавляясь, дают начало магмам, которые или непосредственно соответствуют прежним древним типам изверженных пород, или приводятся к ним путем дифференциации». Но, как показывают наши материалы, этот процесс развития магматизма не является результатом простого периодического переплавления одних и тех же пород; магматические явления разных эпох качественно и количественно специфичны, и некоторые черты этой специфики, выражающей поступательное развитие магматизма в земной коре, начинают, правда еще не четко, вырисовываться.

Явления природы многообразны, поэтому процесс образования гранитов нельзя втиснуть ни в рамки одной кристаллизационной дифференциации, ни гранитизации, что фактически и признается даже в дискуссионных статьях, разбивавшихся в начале этой работы. Только дальнейшее развитие экспериментальных работ в условиях, приближающихся к природной обстановке, и углубленное, всестороннее геолого-петрографическое изучение развития магматизма во времени, в условиях как геосинклинальных структур, так и платформ, приведет к разрешению многих проблем петрогенезиса, часть которых была затронута здесь.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Ташкент, Изд. Акад. наук Узб. ССР, 1950.
- Афанасьев Г. Д. О древних интрузивных циклах северо-западного Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР, 1946, 4, № 5.
- Афанасьев Г. Д. 1. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 4.
- Афанасьев Г. Д. 2. Явления микроклинизации в гранитоидиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 3.
- Афанасьев Г. Д. 1. Гранитоиды древних интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 69.
- Афанасьев Г. Д. 2. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогенетическими обобщениями. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Афанасьев Г. Д. 1. Некоторые данные о петрографическом значении KNa-полевых шпатов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 6.
- Афанасьев Г. Д. 2. О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 4.

- Баклунд Х. Проблема гранитизации. Сб. «Проблемы образования гранитов». М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Белянкин Д. С. К интерпретации Ильменского петрографического комплекса. Геол. вестн., 1926, № 1—3.
- Белянкин Д. С. К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Белянкин Д. С. и Турцев А. А. К изучению гранито-диабазовых контактов на восточном побережье и островах Онежского озера. Изв. Политехн. инст., 1925, 29.
- Боуэн Н. Магмы. Сб. «Проблемы образования гранитов», М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1934.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1950, № 3.
- Куплетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 3.
- Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. Тр. Сев.-Кавк. научно-иссл. инст., 1930, № 75.
- Лебедев П. И. Вопросы химизма, связанные с происхождением гранитов (концепции первой половины XIX столетия). Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Лебедев П. И. Академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг как теоретик петрографии. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1947.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1. Введение в геологию. Пг., Научн. хим.-техн. изд., 1923.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 2. Успехи петрографии в России. Пг., Изд. Геол. ком., 1923.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Статья 1-я. Учен. зап. Лен. гос. унив., 1937, 3, № 17.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Спорные вопросы систематики и номенклатуры изверженных пород. Докл. Акад. Наук СССР, нов. сер., 1938, 21, № 3.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Статья 2-я. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 1; Избр. труды, т. 1. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб. политехн. инст., отд. техн., ест. и матем., 1910, 14, вып. 1.
- Ниггли П. Проблемы образования гранитов. Сб. «Проблемы образования гранитов». М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Проблемы образования гранитов. Сб. 2. Переводные статьи под ред. Н. И. Соустова. М., Изд. иностр. лит., 1950. (В сборнике помещены следующие статьи: Р. Перрен и М. Рубо. О гранитной проблеме. 1949; П. Лапидю-Арг. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. 1945; А. Бадингтон. Происхождение гранитных пород северо-западного Адирондака. 1948; Н. Л. Боуэн. Гранитная проблема и метод многократных предубеждений. 1948; Х. Рид. Граниты и граниты. 1948).
- Рестолл Р. Проблема гранита. Сб. «Проблемы образования гранитов». М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Рид Х. Размышления о граните. Сб. «Проблемы образования гранитов». М., Изд. иностр. лит., 1949.
- Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты. Вестн. Лен. гос. унив., 1950, № 10.
- Erdmannsdörffer O. H. Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmer-graniten. Heidelb. beiträge Z. Min. u. Petr., 1948, 213—250.
- Sarma N. L. a. Agrawal Y. K. A note on the rapakivi structure in the epidiorite and injection gneiss of Dhanbad area. Quart. Journ. of the Geol., Min. a. Met. Soc. of India. 1950, 22, № 1.

А. П. ЛЕБЕДЕВ

ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОГО ОБЗОРА И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
КЛАССИФИКАЦИИ АНОРТОЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА

В группу анортозитов, согласно общепринятой терминологии, мы относим существенно полевошпатовые, средне-или крупнозернистые породы, состоящие из среднего или основного плагиоклаза, с содержанием темноцветных силикатов до 10—12%. Породы этой группы, вместе с тесно тяготеющими к ним основными и кислыми дифференциатами, в том числе с более молодыми кислыми комагматами, являющимися, как будет показано ниже, их характерными спутниками, заслуживают выделения в самостоятельные а н о р т о з и т о в ы е ф о р м а ц и и, пользующиеся довольно значительным распространением в составе древнейших геологических образований земной коры.

Проблема генезиса анортозитов принадлежит к числу наиболее сложных в общей проблеме петрогенезиса. Всякая попытка генетического истолкования этих пород сталкивается с целым рядом трудностей и противоречий, связанных как с их петрографическим обликом — составом, структурой и другими признаками, так и с особенностями их геологического положения в земной коре. Наряду с представлениями о чисто магматической природе анортозитов, существуют взгляды, полностью отрицающие всякую возможность существования расплава анортозитового состава, хотя несостоятельность этого последнего воззрения и была в свое время убедительно показана нашим выдающимся петрографом Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1923) в его работе, посвященной вопросам генезиса мономинеральных пород. В своей более поздней работе «Проблемы магмы» Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1939), допуская возможность образования анортозитов путем кристаллизационной дифференциации (анортозиты Нордингро), считает несомненным, что подавляющее большинство анортозитов образовалось в результате повторного внедрения магматического расплава соответствующего состава. При этом «...дифференциация... совершалась на глубине, т. е. в том магматическом очаге, который питал данный интрузивный комплекс; но каким путем и в каком виде совершалась эта дифференциация, на этот вопрос можно отвечать только догадками...» (стр. 17). Решение проблемы генезиса, таким образом, следует искать в более глубоких зонах земной коры, выясняя те условия, при которых могло произойти отделение плагиоклазитового расплава от магматического очага. Следовательно, всякие новые детальные исследования в областях распространения анортозитов представляют собой значительный интерес для решения проблемы в целом.

Наблюдения автора, работавшего в течение ряда лет по изучению анортозитовых формаций Карелии, Волыни и в особенности Восточной Сибири (Джугджурский массив, ранее почти неисследованный), привели его к заключению о значительной роли ассимиляционных явлений в процессах формирования некоторых анортозитовых формаций, что, в свою очередь, привело к мысли о существовании среди пород этой группы различных петрогенетических типов. В связи с этим в нижеследующем очерке автор попытался сделать общий обзор и наметить генетическую классификацию анортозитовых формаций, широко привлекая для сравнительного сопоставления материал по наиболее полно описанным в литературе месторождениям анортозитов различных стран (в основном Европы, Азии и Северной Америки).

При сопоставлении этого обзора преимущественное внимание было уделено тем массивам или формациям, в которых анортозиты имеют самостоятельное значение, т. е. слагают или в «чистом» виде или в сочетании с подчиненным количеством пород другого состава тела значительного объема. Анортозиты же, входящие в качестве подчиненных по количеству дифференциатов (жильные, шлировые) в состав различных габброидных формаций мира, рассматриваются здесь лишь попутно, поскольку их генетическая природа, в данном случае как дериватов базальтовой магмы, не вызывает особых сомнений.

Основные вопросы, связанные с изучением генетической природы анортозитов, распадается на три группы, в соответствии с которыми и строится дальнейшее изложение.

1) Вопросы пространственного распределения, геологического положения и формы анортозитовых интрузий.

2) Вопросы петрографического состава, сочетания различных фаций в теле интрузии, ассоциаций с определенными типами магматических пород, роли ассимиляционных явлений.

3) Вопросы построения естественной генетической классификации анортозитовых массивов и формаций.

1. ГЕОЛОГИЯ

Распределение на земной поверхности и геологическое положение

На площади Европы наиболее крупные анортозитовые массивы известны в Норвегии и в Украинской ССР, менее крупные — на севере СССР (Карелия, Кольский полуостров, Северный Урал).

В Норвегии наиболее крупными и наилучше изученными являются анортозиты районов Берген-Иотун и Экерзунд.

В районе Берген-Иотун (Kolderup, 1903, 1936) анортозиты слагают три полосы, длиной в 30—40 км, шириной около 3—5 км, изгибающиеся согласно с простиранием вмещающих их докембрийских гнейсов с подчиненными последним телами гранито-гнейсов и амфиболитов. На продолжении этих же полос развиты небольшие тела габброидов, эклогитов и мангеритов.

Массив Экерзунд (Barth, 1930, 1936; Eckermann, 1938) представляет в плане несколько удлинненное тело общей площадью около 1400 кв. км, заключенное в толщу древних гнейсов и гнейсо-гранитов. Массив расположен на юго-западном побережье Норвегии. Массив имеет контактную зону из мигматитов и очковых гнейсов с признаками метасоматических изменений, брекчирования и ассимиляции. В краевых зонах массива присутствуют частые включения амфиболитов, ориентированные в массиве в направлении общей «текучности» (признаки ассимиляции, по

Барту). Эти включения окаймлены зоной габброидного состава, состоящей из пироксена и основного плагиоклаза. Гранитовых включений значительно меньше. Крайняя юго-восточная часть массива сечет гнейсово-сланцевую толщу под прямым углом к ее простираению; здесь контакты выражены значительно резче. В прилегающих гнейсах имеются некрупные дайки анортозитов.

В северной Карелии, в районе Кандалакшского залива, на юго-восточных склонах **И о л г и - т у н д р ы** известны два рядом расположенных линзовидных тела лабрадоритов, мощностью каждое около 0,5 км, заключенных в толщу гранато-пироксеновых гнейсов свионийской формации докембрия (А. П. Лебедев, 1937). В нижних частях склона наблюдается переслаивание лабрадоритов с амфиболитами, с ясной инъекцией первых во вторые, иногда с образованием ксенолитов амфиболита и с образованием промежуточных по составу амфиболово-плагиоклазовых гнейсовидных пород.

В о л ы н с к и й плутон анортозитов (Украина) имеет по последним данным (Полканов, 1948) общую площадь около 1100 кв. км; к нему прилегают два небольших тела, являющихся, по видимому, отторженцами от главного. Массив расположен в северо-западной части Украинской кристаллической полосы, в области правых притоков Днепра — Тетерева, Ирши, Тростяницы. Вмещают его биотитовые гнейсы докембрия с подчиненными им инъекциями плагиогранитов. Главная же масса окружающих пород представлена более молодыми, чем анортозиты, гранитоидами, образующими «раму» массива. В западной контактной части массива улавливается некоторая параллельность в простирании гнейсов и в направлении контакта. В других участках этого нет, имеются даже случаи резко секущего залегания контакта (район Ушомира).

На Северном Урале небольшие участки пород анортозитового (плагиоклазитового) состава известны в форме фаций в ряде габброидных массивов восточного склона хребта (А. П. Лебедев, 1948). Наряду с небольшими по мощности прослоями или полосами, они в ряде случаев образуют также и небольшие секущие тела самостоятельного значения, заключенные в полосчатых габбро, а в некоторых случаях также относительно и более крупные тела, площадью до нескольких квадратных километров.

В Сибири выходы анортозитов известны в Прибайкалье, а также в области Станового хребта и его восточного продолжения — хребта Джугджур.

В **П р и б а й к а л ь е** анортозиты образуют ряд небольших массивов или, скорее, пластовых залежей, заключенных в толще пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов, пронизанных инъекциями гранитов.

В **В о с т о ч н о й С и б и р и** крупная интрузия анортозитов известна в бассейне р. Олекмы (Бобин, 1933). Интрузивное тело, заключенное в докембрийских гнейсах, протягивается на расстояние около 100 км, при ширине 10—15 км, между течениями рр. Калара и Олекмы. Восточная часть интрузивного тела сложена лейкократовыми сиенитами (микроклинитами), связанными постепенными переходами с плагиоклазитами. В породах присутствуют угловатые ксенолиты кристаллических сланцев, являющихся боковыми породами интрузии. К западу от Калара интрузия выклинивается, и слагающие ее породы развиты лишь в жильной фации.

В западной части **Д ж у г д ж у р с к о г о** хребта анортозитами сложено огромное тело, общей площадью, по нашим данным, около 5000 кв. км, прослеженное, пока с перерывами, на протяжении около 200 км при ширине, достигающей в центральной части тела 15—20 км. Окружающими породами являются: с юго-восточной стороны — гнейсы

докембрия, с северо-западной стороны — более молодые (чем анортозиты) гранитоиды. Значительную роль в составе массива играют своеобразные гнейсированные и метаморфизованные фации, типа анортозитовых гнейсов.

В Северной Америке известно значительное количество массивов анортозитовых пород, подавляющее большинство которых приурочено в своем распространении к юго-восточной окраине Канадского щита, а небольшая часть связана с палеозойскими и более молодыми складчатыми формациями западной и восточной частей США.

В Южной Калифорнии известен массив Л о с - А н ж е л о с (Miller, 1931), представляющий в плане удлинённую площадь, длиною около 30 км, шириной в средней части около 11 км, вероятно имеющий свое западное продолжение под покровом более молодых пород. Вмещающими породами являются древние гнейсы, прилегающие к массиву лишь в одном небольшом участке, и — на большей части площади — более молодые гранитоиды.

В штате Уайоминг, в горах Л а р а м и (Fowler, 1930) известен массив анортозитов, площадью около 800 кв. км, заключенный в докембрийских гнейсах и охваченный почти по всей периферии прорывающими анортозиты молодыми гранитами.

На северном побережье о з е р а В е р х н е г о в штате Миннесота (Grout, 1928; Grout a. Schwarz, 1939; Lawson, 1893) на значительном протяжении известен целый ряд небольших тел, сложенных крупнозернистыми анортозитами; эти тела представляют собой, повидимому, глыбы огромных размеров, захваченные при подъеме магмой габбро-диабазов (подробнее см. ниже).

Наилучше изучен район П и д ж е н - П о й н т, в котором анортозиты слагают «глыбы» (участки) в верхней части дифференцированного габбро-диабазового силла мощностью 200 м, залегающего очень полого (угол падения 15°) и заключенного, в свою очередь, в сланцах протерозоя. В верхней своей части силл имеет прослой гранитного состава, представляющий, по одним воззрениям, дифференциат диабазы, по другим — результат позднейшей инъекции.

По юго-восточной окраине Канадского щита, вдоль долины р. Св. Лаврентия и далее вдоль залива, протягивается целая серия массивов анортозитового состава, имеющих ряд общих особенностей. Одним из наиболее удаленных к западу массивов является массив С е н т - У р б е н (Mawdsley, 1927) овальной формы, вытянутый в северо-восточном направлении на 29 км. Массив целиком включен в «раму» из более молодых, прорывающих его гранитов, сиенитов и диоритов.

Несколько восточнее расположен массив М о р и н (Adams, 1896; Low, 1897), к которому тяготеет также ряд более мелких массивов. Площадь главного массива составляет около 1500 кв. км, длина 40—45 км. Вмещают его лаврентийские гнейсы, южный конец массива уходит под палеозойские породы. Направление гнейсированности массива грубо следует очертаниям его контуров, повторяя изгибы контакта. Вероятно здесь сказывается также и позднейшее смятие, так как и сами анортозиты местами гнейсированы параллельно контактам. Крупные включения гнейса встречены в теле главной интрузии, на продолжении вдающегося в нее гнейсового «клина». В восточной части массива имеется еще одно гигантское включение или «глыба» гнейса, размером 6×2 км. Кроме того, встречаются включения кварцитов длиной до 3 км. В целом анортозиты прорывают гнейсы и кристаллические известняки, местами давая с ними ясные интрузивные контакты.

В районе Морин отмечены еще 12 менее крупных тел анортозитов. Наибольшее из них имеет длину 11 км. Это линзообразные или пласто-

образные тела, заключенные в гнейсах. По своему составу они в общем несколько богаче темноцветными, чем породы главного тела. Массив *Сен-Жером* наряду с анортозитами содержит породы своеобразного промежуточного состава — габбро-сиениты. Массивы вытянуты согласно с вмещающими гнейсами. Наиболее крупные следующие: массив *Лекфильд* ($7 \times 1,5$ км), массив *Сен-Жером*, уходящий к югу под палеозойские сланцы, массив *Килдара* (три полосы в гнейсах, шириной 400—800 м), массив *Каткар* (две линзы), массив *Пон-де-даль* и другие. В контактной зоне массива Каткар наблюдалось послойное чередование гнейсов и сланцеватых анортозитов; в пластообразном теле *Брандон* наблюдались блоки гнейсов.

Следующий к востоку крупный массив анортозитов — *Сагений*, крупнейший в Канаде, площадью в 14 000 кв. км. Предполагается подземное его соединение с другим массивом, в случае чего площадь всего комплекса составит около 30 000 кв. км.¹

Далее к востоку, в юго-восточной части полуострова *Лабрадор* (Adams, 1896; Low, 1897) имеется еще ряд массивов, общей площадью около 60 000 кв. км. Некоторые из них довольно значительны по размерам. Так, массив озера *Массакмануап* имеет в длину 16 км, крупными массивами также являются: *Мичикамау*, *Аттиконак*, *Ромен*. Большинство из них контактирует с гнейсами, некоторые прорываются красными амфиболовыми гранитами.

Вблизи южной границы Канадского щита расположены также хорошо известный по многочисленным описаниям массив *Адирондак* площадью около 3000 кв. км и сопровождающие его мелкие тела анортозитов (Alling, 1932; Balk, 1931, 1944; Barth, 1930; Buddington, 1931, 1939). Анортозиты прорывают здесь толщу гренвилльских сланцев верхнего протерозоя (кристаллические известняки, доломиты, гнейсы, амфиболовые сланцы, мигматиты) и заключены вместе с тем в «раму» из более молодых, массивных гранодиоритов и сиенитов. В боковых породах присутствуют редкие слеллы габброидов и анортозитов, мощностью до 1,5 м. В целом массив лежит в ядре расширенной антиклинали, будучи косо вытянутым по отношению к направлению ее оси. Еще южнее, в области палеозойской складчатой системы Аппалачей, расположен небольшой массив *Пьемонт* (Smith, 1922), приуроченный к зоне разлома между отложениями докембрия и нижнего кембрия. С трех сторон массив окаймлен телами молодых гранитов.

Выше мы рассмотрели те лишь формации, в которых анортозиты имеют самостоятельное значение, являясь их главным составным элементом. Помимо этого, анортозиты распространены также в составе более сложно построенных габброидных комплексов, в которых они пользуются уже подчиненным значением, образуя обычно небольшие участки, шпирсы, полосы.

Таковы известные интрузивные массивы — Бушвельд, Седбери, Северного Урала и целый ряд других первично расслоенных или полосчатых комплексов, которые мы здесь подробно рассматривать не будем.

Форма интрузивного тела

Для узких полосообразных в плане тел анортозитов, согласно включенных в гнейсы, каковы бергенские, прибайкальские, мелкие тела побережья п-ова Лабрадор, форма интрузии определяется как *линзо-*

¹ Подробного описания этого массива найти в литературе не удалось.

видное или пластообразное тело, подчиненное тектонике вмещающих слоистых толщ. Для более крупных массивов форма интрузивного тела и характер взаимоотношений его с вмещающими толщами более сложные.

Массив Э к е р з у н д (Норвегия) представляет, по Барту (Barth, 1936), синклинальное тело, образовавшееся в результате внедрения магмы вдоль плоскостей наименьшего сопротивления во вмещающих толщах, т. е. более или менее согласно. Магма проникала со стороны юго-восточного конца интрузии в гнейсы и, постепенно расширяясь, механически воздействовала на вмещающие толщи.

В о л ы н с к и й а н о р т о з и т о в ы й плутон представляет собой, по А. А. Полканову (1948), «телеанизотропное тело, обладающее конформной телеструктурой для краевого и частью центрального комплексов и, частью, автономно-сфероидально-шлировой структурой для центрального комплекса». В целом плутон является «...первично-паракристаллическим эндо-синкинктическим телом» (Полканов, 1948). Интрузия в целом распространялась, вероятно, в горизонтальном направлении между археем и св.той песчаников овруча. Краевой комплекс, вероятно, представляет собой пологий свод — первоначальную кровлю. Его образование было связано с разрывами земной коры при образовании гигантской складки или волнообразного поднятия. В целом — это межформационный хонолит. Однако для точного установления формы интрузивного тела данных пока еще недостаточно, вследствие его крайне неполной обнаженности, что признает и А. А. Полканов.

Суждения о форме О л е к м и н с к о й (Бобин, 1933) анортозитовой интрузии затруднены малой степенью ее изученности. Можно лишь говорить об общей согласной (конформной), в целом (в плане), ее структуре по отношению к вмещающим гнейсам докембрия.

Для Д ж у г д ж у р с к о г о плутона исследованиями последних лет устанавливается в целом конформная структура, с общим подчинением простириания интрузивного тела простирацию вмещающих сланцев докембрия. Изучение пространственного расположения многочисленных полосообразных и эллипсоидальных шлиров приводит к представлению о грубопластовом характере залегания интрузивного тела, круто наклоненного в верхней своей части к северо-западу. Вместе с тем, как показали наблюдения автора, в южной части плутона отмечается наличие секущих контактных соотношений, с широким развитием ассимиляционных явлений.

Интрузия Л о с - А н ж е л о с, повидимому, представляет собой батолит (?) или мощный лакколит (Miller, 1931).

Анортозиты северного побережья о з. В е р х н е г о в морфологическом отношении представляют совершенно особый тип. Как было уже указано, они дают изолированные куполообразные тела, выступающие в рельефе среди вмещающих диабазов; это гигантские включения или глыбы, «плавающие» вблизи кровли или подошвы мощных диабазовых силлов и имеющие самые разнообразные размеры и угловатые очертания (Grout, 1928; Grout a. Schwarz, 1939; Lawson, 1893).

Массив А д и р о н д а к представляет собой, по Болку (Balk, 1931), мощное пластовое тело, падающее под умеренными углами (20—30°) к северо-западу и подстилаемое гренвилльскими сланцами. В связи с неравномерным наклоном интрузивного тела стоит и наблюдаемая асимметрия контактных зон (северо-восточная контактная зона — широкая, юго-западная — узкая, в первом случае падение контактов пологое, во втором — крутое). По мнению Баддингтона (Buddington, 1939), однако, толщина интрузивного тела должна быть очень значительной, в связи с чем оно имеет скорее линзовидный характер.

Подводя итоги описанию географического распределения и геологического положения важнейших анортозитовых формаций мира, можно наметить следующие закономерности.

Для подавляющего большинства анортозитовых формаций характерно залегание в древних (докембрий и нижний палеозой), интенсивно дислоцированных толщах гнейсов и метаморфических сланцев, слагающих осевые части древних орогенических зон или входящих в состав краевых складчатых зон древних кристаллических щитов. Так, по периферии Фенноскандинавского щита располагаются анортозитовые формации Норвегии (Берген, Нордингро), Карелии (Иолги-тундра), по периферии Украинского кристаллического щита — анортозиты Волыни, в древней складчатой зоне Станового хребта, окаймляющего Алданскую плиту, — анортозиты Олекмы и Джугджура, по периферии Канадского щита — анортозиты Канады, Адирондак.

Обращаясь далее к особенностям формы анортозитовых интрузий и к анализу их пространственных соотношений с вмещающими геологическими формациями, мы в составе этой группы можем естественным образом выделить следующие три основные структурные типа интрузий (с наличием переходных типов).

1. Тип согласных пластовых или линзовидных тел, иногда большой мощности, которые по своей форме и по своему геологическому положению полностью или почти полностью отражают структуру вмещающего их дислоцированного метаморфического субстрата, в большинстве своем глубоко эродированного (анортозиты Норвегии, Карелии, Станового хребта, Джугджура). В большинстве своем это наиболее древние образования синектонической природы.

2. Тип самостоятельных, «автономных» по своей внутренней структуре, интрузивных тел, более или менее изометрических в плане, лишь в своих краевых частях местами отражающих структуру вмещающего субстрата (анортозиты Волыни, повидимому большая часть интрузий Лабрадора). Эти интрузии могут быть отнесены к интрузиям посттектоническим или «платформенным», внедрение которых совершалось в породы уже полностью консолидировавшего субстрата.

Следует вместе с тем иметь в виду возможность сочетания в одном и том же интрузивном теле признаков обоих выделенных выше структурных типов (например, в различных участках одной и той же интрузии), однако в целом оно обычно тяготеет к одному определенному структурному типу.

3. Наконец, к третьему типу интрузий должны быть отнесены тела анортозитов, принадлежащих к дериватам более крупных габброидных интрузий и в большинстве своем не образующих больших самостоятельных массивов. В основном они входят в состав более молодых геологических формаций, чем анортозиты выделенных выше групп. Это — анортозиты и плагиоклазиты, образующие жильные линзовидные, полосообразные и шширообразные участки, большей частью небольших размеров, заключенные в габброидных массивах Урала, Алтая, в первично расслоенных массивах Бушвельда, Седбери и других районов.

Структурно-морфологические отличия, послужившие основанием для выделения вышеуказанных трех типов анортозитовых интрузий, находят свое подтверждение в особенностях петрографического состава и внутреннего строения интрузий, что будет показано в дальнейшем изложении.

II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ, СТЕПЕНЬ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ, ПРИЗНАКИ АССИМИЛЯЦИИ

Здесь мы приведем краткую характеристику петрографического состава и особенностей распределения отдельных структурно-минералогических фаций на примере ряда наилучше изученных анортозитовых массивов.

Б е р г е н. Породы массива сложены в основном плагиоклазом состава андезин-лабрадор, с небольшим количеством темноцветных минералов, редкими шпиромидиями пироксенита и ильменита (Kolderup, 1903). Все породы содержат моноклинный пироксен и ильменит. Присутствует также лучистый амфибол, местами — скаполит, гранат (преимущественно в шпиромидиях).

В массиве **Э к е р з у н д** выделяются две фации анортозитов (Barth, 1936): 1) «чистые» анортозиты центральной зоны и 2) анортозит-нориты (до 15 % темноцветных) краевой зоны. Переходы между обеими фациями плавные, в редких случаях более резкие. Наблюдаются дайкообразные тела габбро-норитов, секущие «чистые» анортозиты. Вероятно последние оставались еще жидкими, в то время как первые уже затвердевали. В массиве присутствуют также дайки, генетически связанные с анортозитами: пегматоидные анортозиты с пироксеном, нориты, кварцевые нориты, биркремиты.

С северо-востока массив окаймлен интрузиями кислых пород, преимущественно гиперстеновых гранитов (биркремитов), в меньшей степени пироксеновых сиенитдиоритов (мангеритов) и роговообманковых гранитов. Количественные соотношения таковы: гранит — 45 %, анортозит + норит — 45 %, гранодиорит — 10 %. Средний состав плутона, таким образом, отвечает кварцевому монцониту.

Анортозиты И о л г и - т у н д р ы (Северная Карелия) в средней части массива имеют крупнозернистое, местами порфировидное сложение (порфиробласты до 3—5 см длиной), почти лишены темноцветных минералов, обладая массивной текстурой, при резко выраженной протокластической структуре. Плагиоклаз — основной лабрадор. В приконтактных зонах породы более мелкозернистые, содержат тонкие, вытянутые в виде параллельных полосок, скопления темноцветных минералов (диаллаг, амфибол, реже гранат, цоизит), текстура местами становится полосчатой.

В анортозитовом массиве **В о л ы н и** (П. И. Лебедев, 1934; Полканов, 1948) господствующей разностью являются темные крупнозернистые массивные лабрадориты, с ничтожной примесью диопсида, оливина, ортоклаза; менее распространена светлая фация, содержащая ромбический пироксен, в среднем менее крупнозернистая (средний размер зерен 1—3 см, тогда как у темных длина отдельных зерен достигает 8 и более см). Сложение в большинстве является массивным, полосчатые структуры отмечаются спорадически, преимущественно в краевых зонах массива.

В массиве выделяются, согласно А. А. Полканову (1948), фации (или комплексы) — краевая и центральная.

1) Краевой комплекс представлен мелко- и среднезернистыми, нередко порфировидными породами — габбро-норитами, габбро, габбро-диабазам. Ширина этой краевой зоны достигает 5 км, но наблюдается она лишь на отдельных участках по периферии массива. На остальных участках она, повидимому, была уничтожена в связи с внедрением молодых гранитов. В ряде случаев (южная часть массива) краевой комплекс имеет характер послойного чередования габбро-норитов и лабрадоритов. Другие исследователи выделяют породы краевого комплекса в особую — чарнокитовую серию (П. И. Лебедев, 1934).

2) Центральная комплекс характеризуется весьма крупнозернистым строением (часто кристаллы достигают гигантских размеров),

однородностью, отсутствием явлений течения, но местами — признаками плоскопараллельной текстуры.

Соотношения обоих комплексов — краевого и центрального — не вполне ясны: в одних случаях имеет место налегание пород краевого комплекса на породы центрального, в других наблюдается картина постепенного перехода одних пород в другие.

У анортозитов *П р и б а й к а л ь я* структура зернистая, местами порфировидная, крайне неравномерная — с частой сменой крупно- и мелкозернистых, массивных и слоистых участков. Плагноклаз принадлежит основному андезину, в ничтожных количествах присутствуют роговая обманка, биотит, моноклиновый пироксен, кварц и калишпат. В небольшом количестве в состав формации входят меланократовые фации — габбро-нориты и более кислые — мондониты и гиперстеновые граниты.

В анортозитах *О л е к м и н с к о г о* массива (Бобин, 1933) можно наметить две важнейшие фации — анортозиты, преобладающие в западной части интрузии, и микроклиниты — в восточной. Между этими двумя крайними членами ряда существуют постепенные переходы.

Анортозиты представлены в них среднезернистыми, иногда крупнозернистыми голубовато-серыми породами массивной текстуры. В неравнозернистых разностях более крупные плагноклазы достигают 3 см, обычный же размер зерен 3—4 мм. Содержание темноцветных минералов ничтожно, редко до 10% (гиперстен, амфибол и диопсид-авгит). Плагноклаз — лабрадор № 54—55; в некоторых случаях сосюритизирован, обычно же свежий.

В ближайшем соседстве к анортозитам располагаются крупные интрузивные тела гранитов.

Анортозиты *Д ж у г д ж у р а* (по нашим и Н. В. Павлова данным) — белые, крупно- и неравнозернистые породы, большей частью массивной текстуры. Диаметр слагающих пород зерен в среднем 2—3 см, в отдельных случаях до 18 см. В северо-западной части массива господствуют почти чистые полевошпатовые разности анортозитов (лабрадориты), сложенные лабрадором № 48—55; на других участках преобладают шлировые разности, с многочисленными мелкими эллипсоидальными или полоскообразными шлирами темноцветных минералов (гиперстен, диопсид, актинолит); в средней части массива на отдельных участках развиты крупнозернистые пегматоидные разности анортозитов, содержащие в среднем около 12—13% темноцветных. Габброидная фация в массиве представлена только в жильной или шлировой форме. Существенной особенностью строения этого массива является, как это было установлено работами автора, относительно широкое развитие признаков ассимиляционных процессов — признаков постепенной переработки анортозитовой магмой материала вмещающих древних сланцев и гнейсов протерозоя. Наиболее отчетливо эти явления выступают по юго-восточному контакту интрузии, где прослеживается целая зона пород так называемого «инъекционного комплекса», чрезвычайно неоднородных по составу и структуре меланократовых такситовых образований, представляющих собой результат различных стадий процесса переработки плагноклазовым расплавом амфиболитов и, вероятно, основных эффузивов древнего субстрата. На значительном своем протяжении массив полностью заключен в «раму» из более молодых, предположительно верхнепалеозойских гранитоидов, а на ряде участков прорывается также мелкими гипабиссальными телами гранитоидов, вероятно еще более молодого возраста (альпийских?).

Анортозиты массива *Л о с - А н ж е л о с* (Miller, 1931) сложены преимущественно андезином, с зернами диаметром 0,5—1 см, редко до 5 см, со средним содержанием цветных минералов до 2% (авгит, биотит, магнетит, иногда еще гиперстен, кальцит, пирротин). Встречается и более кислый

плагиоклаз, до олигоклаза. Полосчатость наблюдается очень редко. Имеются две фации анортозитов — белая и серая; ни одна из них не приурочена явным образом к контактным зонам массива. Присутствуют габброидные и диоритовые фации с сильно варьирующим составом. Отмечаются случаи пересечения диоритов тонкими прожилками чистого анортозита, отходящими от главного тела. Диоритовая фация не приурочена ни к кровле, ни к краям массива и не представляет собой, таким образом, результата ассимиляции. Направление вытянутости массива совпадает с направлением простираия гнейсов. По периферии массива широко развиты интрузии более молодых гранитов и гранодиоритов.

В анортозитовом массиве Л а р а м и (штат Уайоминг) присутствуют (Fowler, 1930) габброидные фации, связанные с анортозитами постепенными переходами. Присутствуют дифференциаты — линзы титано-магнетита. По краям массива резко выражена зона катакlastических изменений, в средней его части резче выражены протокlastические явления.

Анортозиты о з. В е р х н е г о (Миннесота) (Grout, 1928; Grout a. Schwarz, 1939) представлены массивными, редко- и неяснополосчатыми разностями, состоящими в основном из лабрадора № 65 (пределы колебаний № 57—85) и темноцветных минералов в количестве 2—3 %, редко до 5 % (авгит, оливин или продукты его изменения, редко гиперстен, магнетит).

В массиве С е н т - У р б е н (Лабрадор) представлены четыре фации анортозитов (Mawdsley, 1927):

Лабрадорит (первая фация), слагающий неправильно-округлые тела в средней части массива с отдельными крупными лабрадорами до 20 см, раздробленными и залеченными мелкозернистым плагиоклазом, с выделениями гиперстена до 8 см (участки с содержанием до 20 % гиперстена — анортозит-нориты); средний диаметр зерен в породе 0,3—1 см; состав плагиоклаза № 58—61; породы массивны, но с явлениями протоклаза; количество темноцветных минералов возрастает по мере приближения к периферии массива.

Андезиниты второй, третьей и четвертой фаций, с последовательно понижающимся средним номером плагиоклаза: № 49—55, № 36—45, № 30—35; в них присутствует до 5 % (а в третьей фации до 15 %) ортоклаза, часто в виде мирмекитовидных вростков в плагиоклазе; содержание темноцветных минералов невелико, в среднем до 4 %. Наблюдаются случаи инъекции и брекчирования лабрадоритов анортозитами. Андезиниты слагают около 85 % площади массива, остальное приходится на лабрадориты.

Анортозитовый массив окаймлен молодыми гранодиоритами, включающими блоки анортозитов и отдельные кристаллы плагиоклаза. Местами, однако, наблюдается картина как бы инъекции анортозитового вещества в гранодиорит, так что формирование обоих типов пород шло может быть параллельно. При общем сравнительно плавном направлении линии контакта, в одном случае наблюдается крупный выступ полосчатого лабрадорита в диорите, по форме несколько напоминающий силл. В зонах, прилегающих к контакту, обе породы приобретают полосчатость (флюидальность). Ширина этих зон около 300—1000 м. По мере удаления от зоны контакта полосчатость в диоритах переходит в обычную гнейсированность, с появлением «очковых» гнейсов, а еще дальше диориты принимают массивный облик. Вероятно, обе эти породы (анортозит и гранодиорит) находились в контакте не будучи еще полностью раскристаллизованными, и движение магматического материала происходило вдоль плоскости контакта. Обе породы при соприкосновении сохраняли частичную пластичность — находились в состоянии пластичности. На остальной же площади анортозиты имеют массивный облик.

Массив М о р и н (Лабрадор) сложен в основном безоливиновыми габброанортозитами (Adams, 1896; Low, 1897) с содержанием темноцветных

минералов относительно несколько более высоким, чем в других анортозитовых массивах Канадского щита. Плагноклаз — лабрадор, богатый перисто-волокнистыми агрегатами цоизита и других вторичных минералов; присутствуют авгит, гиперстен, ильменит; в приконтактных зонах появляется амфибол, нарастающий на пироксене; там же появляется кварц; гиперстен отличается свежестью, авгит большей частью разложен. Приконтактные фации представлены в одном случае шлировыми габбро; здесь же присутствуют в большом количестве жилы кислых ортоклазовых пегматитов, вероятно генетически не связанные с анортозитами.

Для анортозитов массива Морин типично шлировое сложение, то полосчатое, то пятнистое. В полосчатых разностях имеет место чередование различных по составу и крупности зерна фаций анортозитов. Брекчиевидные разности содержат обломки крупных зерен плагноклаза, погруженные в плотную тонкозернистую массу, вытянутую в линзовидные участки. Все эти признаки неоднородности рассматриваются исследователями массива как результат процессов, происходивших до или непосредственно в период застывания интрузии. Грануляция же плагноклаза — явление более позднее. Катаклаз проявляется на площади массива крайне неравномерно.

Из других массивов полуострова Лабрадор мы располагаем петрографическими данными только по мелким телам в его юго-восточной части. Массив оз. М и ч и к а м а у сложен темными крупнозернистыми анортозитами, с шлирами из гиперстена и ильменита; в них присутствуют полосообразные участки более светлых разностей анортозитов. Выделения плагноклаза достигают 15 см длины, гиперстена — 20 см. Примерно такой же состав имеют массивы оз. О с с о к м а н у а к и А т т и к о н а к. Массив Р о м е н сложен мелкозернистыми сахаровидными, ясно слоистыми анортозитами, ассоциирующими с полосатыми габброидами. В массиве оз. С а н - Д ж о н, наряду с массивными разностями анортозитов, значительную роль играют в его северной части и гнейсовидные, слюдястые их разности; в южной части развиты шлиры из крупнозернистого гиперстена, диаметром до 30 см; анортозит — крупнозернистый, фиолетовый, массивный.

В мелких массивах анортозитов в районе массива Морин заметны признаки дифференцированности. Так, в массиве Л е к ф и л ь д в краевой части присутствует мелкозернистый лейкократовый анортозит, в центре — более меланократовый, обогащенный биотитом. В анортозитовой линзе К и л ь д а р е наблюдается согласная, с направлением вытянутости интрузии, полосчатость. По краям полосчатость выражена резче, присутствуют гранат, кварц. Местами породу трудно отличить от вмещающего гнейса. В других линзовидных телах также наблюдается полосчатость, нередко с явлениями смятия.

В массиве А д и р о н д а к (Balk, 1931; Buddington, 1939) анортозиты представлены двумя главными фациями:

1) Белые анортозиты, приуроченные в своем распространении к крайним зонам массива — средне- и мелкозернистые, относительно богатые темноцветными минералами; содержат порфиробласты плагноклаза; текстура их флюидальная. Плагноклаз № 40—49, среднее № 45; темноцветные минералы — моноклинный пироксен, с содержанием до 10% гиперстена в твердом растворе.

2) Анортозиты типа «Марси», крупнозернистые, почти без темноцветных минералов, обычно массивные, иногда с мелкозернистой промежуточной массой из плагноклаза. По составу и текстуре более однообразны, варьирует лишь степень протоклаза; редкие мелкие шлиры; средний номер плагноклаза также 45; темноцветные минералы — те же, что и в белых разностях.

В краевых белых разностях присутствуют и полосчатые габброидные дифференциаты. Характерно развитие блоковой или брекчиевидной текстуры в форме включений одного типа анортозитов в другом, преимущественно в краевых частях массива. Обычно мелкозернистые флюидалльные разности заключены в массивном анортозите; иногда же флюидалльность (полосчатость) обнаруживается как в цементе, так и во включениях.

Полосчатость или флюидалность проявляется преимущественно в периферической части массива, реже на отдельных внутренних участках. Флюидалность резко выражена у темноцветных минералов, менее отчетливо у плагиоклазов. В приконтактных зонах массива отчетливее выражены плоско-параллельные текстуры, на других участках — структуры течения. Флюидалность, по мнению Болка, первичная и является результатом трения между жидкими и затвердевшими частями магмы при ее движении в период внедрения. По северному краю массива плоско-параллельные структуры уходят под сланцы, в юго-юго-западной части они уходят под массив.

Габброидные фации в анортозитах дают небольшие, обычно округлые тела; по мнению предшествующих исследователей они моложе, по Болку — одновременные с анортозитами, которые вокруг габбро обнаруживают концентрическую слоистость. В некоторых случаях (по Болку) габбро образуют сфероидальные тела. Однако представления о габбровых телах как одновременных с анортозитами образований, не вполне согласуются с наблюдаемыми фактами, и в последнее время Болк и сам признает более позднее возникновение габбро.

В периферической части массива присутствуют скарноподобные линзовидные тела — дифференциаты интрузии (по Болку) или продукт ассимиляции гренвилльских сланцев (по Баддингтону). Сами анортозиты краевых зон (белая фация) рассматриваются Баддингтоном и Оллингем как результат ассимиляции гнейсов. По Болку — это закаленные фации анортозитов.

Характерно широкое развитие пород кислого и промежуточного состава (сиениты, граносиениты и молодые граниты), образующих тела различных размеров и различной формы и обрамляющих анортозитовый массив.

Анортозиты Пьемонта (Пенсильвания) состоят из лабрадора, почти полностью цоизитизированного (Smith, 1922); в центральной части массива анортозиты почти не содержат темноцветных минералов, среднезернисты (средний размер зерна 0,5 см). В них присутствуют актинолит, клиноцоизит, кварц, гранат. В краевых зонах массива встречаются разности с повышенным содержанием темноцветных минералов (до 10—20%).

Условия и механизм кристаллизации для некоторых анортозитовых массивов

Прежде чем перейти к изложению тех выводов и тех предположений генетического порядка, которые по нашему мнению намечаются при сопоставлении всего изложенного выше материала по анортозитовым формациям мира, мы приведем ниже краткий обзор тех теоретических представлений об условиях и механизме кристаллизации, которые высказывались отдельными авторами в отношении некоторых, наилучше изученных массивов.

В Бергенском массиве, по представлениям Барта (Barth, 1936), магма имела в целом близкий к анортозиту состав; основных дифференциатов (амфиболитовая фация) было мало; магма быстро поднялась и достигла зоны складчатости, в которой в дальнейшем шло развитие процессов сосюритизации и образование зеленокаменной фации.

Массив Э к е р з у н д, по Барту (Barth, 1936), представляет собой гетерогенное тело, возникшее в один интрузивный акт в процессе кристаллизационной дифференциации, с последующим выжиманием «материнской» жидкости. Магма внедрялась вдоль ослабленной плоскости и, расширяясь, давала синклинальное тело. Если средний состав магмы (учитывая и краевые сиенито-гранитоидные фации) отвечал составу кварцевого диорита, то необходим был, вероятно, очень долгий период для того, чтобы могла произойти аккумуляция гомогенных кристаллов плагиоклаза, так как нужно было очень много времени для достижения полного равновесия между такими крупными незональными кристаллами и магмой. Столь же крупные и однородные кристаллы плагиоклаза, замечает Барт, характерны и для анортозитов Адирондака, а также и для большинства других аналогичных массивов. Вероятно в данном случае — существование глубинного очага, содержавшего магму вместе со взвешенными в ней кристаллами под мощным покровом вышележащих пород, в условиях, таким образом, постоянных температур и давления.

В о л ы н с к и й комплекс (анортозиты вместе с тесно генетически с ними связанными промежуточными и кислыми образованиями) представляет для исследования особенно трудную задачу, поскольку тут наряду с проблемой анортозитов возникает и проблема связи этих пород с чарнокитами и гранофировыми гранитами. По П. И. Лебедеву (1934), имеющиеся данные свидетельствуют о тесной генетической связи между собой всех пород комплекса и об орто-магматическом происхождении анортозит-норитовых и чарнокитовых тел, возникших в результате интрузивной дифференциации. Характерным является, по его мнению, крайняя неустойчивость в отношении петрографического состава пород промежуточной чарнокитовой серии. Для комплекса лабрадоритов характерны в целом чрезвычайно спокойные условия кристаллизации, обусловившие для большей части массива отсутствие признаков течения, однородность, наличие крупных, незональных плагиоклазов. Истолкование возникновения ориентированных структур, наблюдаемых в ограниченном размере в краевых участках массива (Полканов, 1948), противоречиво.

Анортозиты П р и б а й к а л ь я рассматриваются Н. И. Свитальским (1915) как результат перекристаллизации и частичного переплавления ранее существовавшего осадочного субстрата, с частичным образованием магмы анортозитового состава.

В массиве Л о с - А н ж е л о с (Miller, 1931) анортозиты, вместе с тесно связанными с ними габбро-диоритами, образуют настоящую интрузию, возникшую в результате внедрения расплавленного материала. Об этом свидетельствуют включения сланцев в анортозитах, наличие даек анортозитового состава, явления деформации в боковых породах. Родоначальная магма, судя по среднему составу интрузии, вероятно была габброидной. Характерно почти полное отсутствие явлений ассимиляции в приконтактных зонах. Гипотезе «отжатия» или «отделения» полевошпатовой части от мафической противоречит наличие плавных переходов между отдельными фациями. Явления протоклаза и кристаллизационной слоистости выражены слабо, движения в период внедрения, если и происходили, то очень незначительные.

Для массива Л а р а м и (штат Уайоминг, Fowler, 1930) предполагает внедрение путем активного проникновения магмы вверх, с прорезанием вышележащей толщи гнейсов.

В диабазовых силлах северного побережья оз. В е р х н е г о (Миннесота) анортозиты (Grout, 1928; Grout a. Schwarz, 1939; Lawson, 1893), слагающие глыбы в их верхних частях, вероятно возникли за счет дифференциации той же габброидной магмы. Неясен, однако, механизм этого процесса, именно, как вел себя плагиоклаз. Видимо крупные его зерна

всплывали, мелкие опускались; именно таким путем могла произойти аккумуляция крупных зерен плагиоклаза с образованием «пятен» или «глыб» анортозитового состава. Для других участков того же района предполагается, что анортозиты были вынесены в уже затвердевшем состоянии, в виде глыб, с других горизонтов диабазового силла. Теория «всплывания» подкрепляется следующими расчетами: у диабаза удельный вес 2,912, у анортозита — 2,694; у расплавленного диабаза (температура 1100°) — 2,633. Следовательно, холодные глыбы анортозита должны были тонуть, а нагретые — всплывать в жидком диабазе. Происходила, таким образом, группировка анортозитовых скоплений у дна и у кровли диабазового силла. Повидимому, вообще анортозиты произошли из глубинного слоя, поскольку в ближайших районах выходы их на земную поверхность отсутствуют. Диабазовая же магма, вероятно, поднялась из еще более глубокого источника. Огромные размеры кристаллов плагиоклаза, возможно, говорят об их последующем росте уже внутри этих гигантских включений.

Для анортозитов массива Сент-Урбен описавший их автор (Модслей) решает вопрос о генезисе скорее в смысле представлений Боуэна, отмечая, однако, отсутствие резко выраженных катакластических явлений. Вдобавок здесь присутствует более поздняя андезитовая фация, несомненно внедрившаяся в жидком состоянии, то еще более усложняет решение вопроса. Поэтому автор допускает возможность и иного толкования генезиса анортозитов, именно предположение о том, что они первоначально представляли собою жидкий расплав (магму).

Для массивов района М о р и н явления протоклаза должны были происходить еще на глубине, когда масса находилась еще частично в горячем состоянии.

Для объяснения генезиса массива А д и р о н д а к выдвигались различные точки зрения. По Боуэну, анортозиты представляют собой результат аккумуляции всплывших кристаллов плагиоклаза в габброидной магме. Боуэну возражали, указывая, что: 1) краевая зона (см. выше) не может быть зоной «закалки», как он представлял себе, так как такая зона не могла бы сохраниться при позднейших мощных движениях, 2) форма массива не согласуется с представлениями Боуэна, 3) им не принималась во внимание роль движения при дифференциации, представлявшего собой мощный фактор, 4) им игнорировалось расположение элементов полосчатости и другие явления структурного порядка. Далее, окаймляющие массив сиениты считались Боуэном более молодыми образованиями, в то время как по Болку это коагматы, так как между ними имеются все промежуточные образования.

В дальнейшем исследователи стали подчеркивать роль движения в процессе дифференциации. По представлениям Болка, магма двигалась с северо-востока, поднимаясь косо вверх; она содержала в этот период взвешенные в ней кристаллы плагиоклаза. Первоначальный состав магмы мог быть диоритовым. Гравитационному расслоению в магме препятствовало ее движение. Габброидные же участки образовались путем концентрации темноцветных минералов (полосы, пятна, шпилы, принимающие в своих центральных частях массивную структуру). Несомненно (по Болку), здесь имело место относительное движение темноцветных сегрегаций. В последнее время, однако, исследователи и отчасти даже и сам Болк приходят к выводу, что габброиды все же являются более молодыми образованиями.

Сиениты, по представлению Болка, отчасти одновременны с анортозитами, отчасти, вероятно, оставались жидкими в тот период, когда анортозиты уже затвердевали. Дифференциация продолжалась в течение всего периода внедрения. По мере продвижения магмы скорость перемещения крупных кристаллов плагиоклаза все уменьшалась, они скоплялись, жидкая же фаза уходила, застывая в дальнейшем с образованием сиенитов.

Последние лишены протоклаза, так как образовались после максимальной стадии сжатия, резко затронувшей анортозиты. Таким образом, жидкой (полностью) магмы, отвечавшей составу анортозитов, по мнению Болка, не существовало.

С точки зрения Баддингтона сиениты представляют собой результат процессов дифференциации при малом участии фракционирования, с последовательным внедрением отдельных дифференциатов. Процесс в целом был длительным. Магма вообще была «сухой», но несколько более «влажной», чем в серии Берген-Иотун. На присутствие минерализаторов в магме указывает наличие пегматитов кислого состава. Сиенит и другие кислые породы, окаймляющие массив, явно внедрились позже анортозитов; между внедрениями этих пород имела место орогеническая фаза. Да и слишком много здесь кислых пород для того, чтобы компенсировать массу анортозитов до общей магмы габброидного состава. По поводу другого аргумента Боуэна против существования анортозитовой «магмы» — отсутствия признаков высокотемпературных контактов — Баддингтон также возражает, указывая, что такие контактные зоны должны были быть завуалированы влиянием последующего метаморфизма. Средний состав магмы Адирондака без кислых пород имеет 53% SiO_2 , с кислыми породами — 65% SiO_2 .

III. ОБЩИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ ПО ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ И ПО ВОПРОСАМ ГЕНЕЗИСА АНОРТОЗИТОВ

Если суммировать вышеприведенный материал по особенностям петрографического состава и структуры, а также геологического положения охарактеризованных выше анортозитовых интрузий мира, то можно наметить ряд закономерностей, отражающих в конечном счете условия формирования и первоначальную природу анортозитового расплава.

Отметим прежде всего некоторые особенности состава главного породообразующего компонента — плагиоклаза, для интрузий различных типов. Характерно здесь, во-первых, то различие, которое существует между плагиоклазами в интрузиях, являющихся прямыми дифференциатами габброидов и плагиоклазами в интрузиях «самостоятельного» типа. Для первых характерны значительные колебания состава для различных участков одного и того же интрузивного тела (шлир, полоса, жила), или для отдельных тел, входящих в состав одного и того же массива (пример — анортозиты габброидных массивов Северного Урала с колебаниями состава плагиоклаза от олигоклаза до анортита). Для анортозитов больших интрузий характерна относительная устойчивость состава плагиоклаза, либо в объеме всего интрузивного тела, либо в пределах распространения определенной фации анортозитов (например: Волинский массив, Джугджур, Адирондак, Морин и др.). Пример существования различных фаций, устойчивых по составу плагиоклаза, дает массив Сент-Урбен (Канада), в котором присутствуют четыре поколения плагиоклазитов, от лабрадоритов до андезинитов, с последовательно понижающимися номерами плагиоклазов.

Не менее характерной особенностью анортозитов, входящих в состав крупных интрузий самостоятельного типа, является тенденция к крупно- или даже гигантскизернистой кристаллизации (Волянь, Джугджур, Лабрадор и др.). В такого рода крупнозернистых участках обычно полностью отсутствуют признаки какой-либо общей ориентировки у отдельных кристаллов.

Сопоставляя указанные особенности состава и текстуры с фактом отсутствия директивных структур вообще в центральных частях большинства массивов этой группы, а также с несомненным фактом существова-

ния жил анортозитового состава и с явлениями захвата и брекчирования анортозитами включений боковых пород или ранее образовавшихся и затвердевших фаций, приходится с несомненностью заключить о первоначальном существовании расплава анортозитового состава, о первоначально жидкой природе вещества анортозитовых интрузий. Застывание этого расплава должно было протекать в большинстве случаев в исключительно спокойных геологических условиях, способствовавших медленному ходу кристаллизации с развитием крупно- и гигантскикристаллических разностей, и лишь в более узких полостях или вблизи боковых стенок сопровождалось динамическими явлениями, способствовавшими возникновению директивных структур и мелкозернистой кристаллизации.

Значительная однородность анортозитового расплава, нарушаемая в некоторых случаях лишь появлением меланократовых сегрегаций (причины возникновения которых будут рассмотрены ниже), о которой свидетельствуют указанные постоянство и выдержанность состава плагиоклаза, говорит в пользу вероятности зарождения этого расплава на значительных глубинах, в условиях, способствовавших выравниванию состава значительных количеств расплавленного материала.

Обращаясь далее к рассмотрению структурного и петрографического состава интрузий в целом, т. е. к вопросу пространственного распределения и относительной роли в их строении (наряду с чисто плагиоклазовыми) пород иного состава, мы можем отметить значительные черты сходства в составе отдельных тел. В большинстве анортозитовых интрузий наблюдается совместное присутствие (наряду с преобладающими анортозитами) пород, с одной стороны, более основного (габбро, габбро-нориты) и с другой — более кислого (преимущественно сиенитового, габбро-сиенитового, гранодиоритового) состава. Замечательным обстоятельством является вместе с тем отсутствие для подавляющего количества крупных анортозитовых массивов совместного распространения сколько-нибудь значительных масс пород габброидного состава, с которыми можно было бы связывать анортозиты генетически; габброидные участки имеют всегда резко подчиненное количественное значение.

Каким образом распределяются эти фации пород различного состава в теле интрузий? Для фаций более основного состава характерным является ш л и р о в о - п о л о с ч а т ы й тип обособления, типичный для подавляющего большинства анортозитовых интрузий. Стремление участков магмы более основного состава (или вообще меланократовых компонентов) к концентрации в форме шлировых и т. п. тел, обычно не имеющих резких ограничений, характерно как для краевых, так и для центральных частей большинства анортозитовых интрузий и, что особенно существенно, повидимому стоит вне зависимости от того или иного хода магматического процесса, результатом которого было образование больших интрузивных масс анортозитов. Как процесс возникновения и концентрации этих шлировых обособлений, так и происхождение самого слагающего их меланократового материала, несомненно, связаны, с одной стороны, с явлениями дифференциации внутри самой анортозитовой магмы, изначально «зараженной» в небольшой степени некоторым количеством железисто-магнезиальных компонентов, и, с другой, с явлениями ассимиляции и частичной переработки более основных пород за счет вмещающих пород древнего субстрата. Захват такого рода постороннего материала неизбежно должен был способствовать расщеплению первичного расплава с обособлением частично, вероятно, ликвидировавших более основных порций магмы с последующим обособлением их в форме шлиров и т. д. Именно так (расщепление первоначально однородного расплава под влиянием поглощения значительных количеств постороннего материала) рисуется механизм образования бесчисленного количества мелких

меланократовых шлиров и скоплений, столь широко представленных, например, почти во всей массе Джугджурского массива (за исключением северозападной его части). Наличие подобных шлиров служит еще одним подтверждением реальности существования анортозитового расплава, ибо объяснение их образования путем переработки на месте первоначального субстрата в твердом состоянии, как это например предполагают некоторые авторы для анортозитов Прибайкалья, встречает большие затруднения.

В гораздо меньшем числе случаев образование участков габброидного состава связано непосредственно с явлениями дифференциации магматического материала, имевшего изначально более основной состав. Это могло иметь место в интрузиях схизолитового типа — дериватах крупных габброидных массивов.

Таким образом, и в характере состава, формы и распределения фаций основного состава также отчетливо проявляется различие между крупными «автономными» интрузиями анортозитов и мелкими телами — дериватами габброидных интрузий.

Обращаясь теперь к распределению и количественной роли фаций более кислого состава в строении описываемой формации, следует констатировать замечательный факт постоянной и закономерной ассоциации с анортозитами подавляющего большинства крупных самостоятельных интрузий — значительных количеств кислых пород, имеющих преимущественно гранитоидный характер. Эти последние заключены как непосредственно в теле интрузий, так и в окружающем пространстве, образуя гранитную «раму», включающую анортозитовые тела. Типичными примерами могут служить: Волынский массив (красные гранофировые граниты), массив Джугджур (серия палеозойских и постпалеозойских гранитоидов), Адирондак (сиениты и гранодиориты), Экерзунд (гранодиориты), Олекма (сиениты), Лос-Анжелос (гранодиориты) и ряд других. Связь эта не случайная, она проявляется систематически. Внедрение кислого магматического материала в некоторых случаях, повидимому, следовало даже непосредственно вслед за внедрением анортозитовой магмы (Адирондак, Олекма), в других — было отделено некоторым интервалом времени. Общее количество кислого магматического материала, входящего в состав такого рода формации или комплекса, судя по относительной площади распространения, обычно значительно превосходит количество анортозитового материала. Именно здесь, в этой замечательной ассоциации анортозитов крупных массивов с гранитоидами, следует, как нам кажется, искать решение проблемы генезиса анортозитовой магмы, поскольку наиболее вероятным представляется здесь существование глубинного очага кислой магмы, с начальными стадиями эволюции которого, при участии метаморфических явлений, могло быть связано зарождение анортозитового расплава (см. ниже).

Если попытаться еще раз суммировать отмеченные выше закономерности в составе, строении и генетических особенностях как отдельных анортозитовых массивов, так и анортозитовых формаций в целом, то можно наметить следующие выводы генетического порядка, в известной мере, конечно, имеющие предварительный характер.

1. Не вызывает сомнений факт существования на ранней стадии формирования анортозитовых интрузий **магматического расплава** анортозитового (плагдиоклазитового) состава, активно внедрявшегося при орогенических движениях в верхние зоны земной коры. Этим не исключается возможность существования (Бодк, Боуэн) на некоторых этапах интрузивного процесса тестообразного состояния этого расплава (в виде смеси жидкого и ранее закристаллизовавшегося кристаллического вещества), однако подавляющая масса магматического материала на начальных фазах интрузивного процесса должна была быть жидкой.

В ряде случаев в интрузивном процессе могло иметь место повторное внедрение анортозитового расплава несколько варьирующего состава.

2. Образование обособлений габброидного состава (шлиры и т. п. участки) в крупных (автономных) анортозитовых интрузиях в своем большинстве было связано с процессами ассимиляции материала боковых пород, захваченных как из больших глубин, так, отчасти, и непосредственно из боковых стенок на месте застывания интрузий, и, следовательно, их присутствие не является указанием на принадлежность этих интрузий к дифференциатам базальтовой магмы.

3. Закономерная ассоциация крупных анортозитовых интрузий с огромными массами кислых магматических пород (преимущественно гранитоидов), внедрение которых заканчивает геологическую историю развития формации, наводит на мысль о происхождении анортозитового (плагноклазитового) расплава из общего с кислой магмой глубинного очага, на определенных стадиях развития которого под влиянием ассимиляции огромных масс глиноземистого и карбонатного материала, входящего в состав древних складчатых зон, происходило его отщепление. Эти преобразования, вероятно, должны были совершаться в условиях наиболее глубинных зон метаморфизма, где метаморфические процессы смыкаются уже с кругом процессов магматических, т. е. должны были сопровождаться частичным расплавлением. Возникший таким образом материал при орогенических движениях, отчасти и в более позднее время, проникал в верхние зоны земной коры, где и происходило его застывание, сопровождавшееся местными явлениями ассимиляции и дифференциации. Такого рода точка зрения находит свое подтверждение и в факте постоянной приуроченности подавляющего числа крупных анортозитовых тел к наиболее глубоко эродированным зонам древнейших складчатых сооружений, сложенных в значительной мере комплексом метаморфизованных осадочных образований.

Высказанная концепция, ищущая объяснения причин возникновения огромных масс материала анортозитового состава в процессах, происходящих в глубинных зонах земной коры, при всей своей неизбежной схематичности, дает, как нам кажется, более правильный путь к решению этой проблемы, чем высказанные ранее теории интрузивной или кристаллизационной дифференциации (Боуэн, Болк), оперирующие, по существу, уже с «готовой» базальтовой магмой и вдобавок преимущественно на конечных стадиях интрузивного процесса, или теория перекристаллизации в твердом состоянии (Н. И. Свитальский), которая не в силах объяснить причин образования огромных гомогенных масс анортозитов.

4. Характерным является широкий диапазон генетических возможностей образования анортозитов — от чисто магматических (жильные и шлировые дифференциаты габброидов, схизолитовый тип интрузий) до типично метаморфических, укладывающихся, по существу, в непрерывный ряд. Можно, таким образом, говорить о первично синектической природе большей части анортозитовых интрузий, о зарождении анортозитового расплава в условиях глубинных зон метаморфизма, с последующей его инъекцией в верхние зоны земной коры.

5. В связи с указанными выводами можно подойти и к вопросу связи рудных образований с определенными генетическими типами анортозитовых интрузий. Более перспективными должны являться, очевидно, интрузии схизолитового типа, генетически связанные с габброидной магмой и с присущим последней характерным комплексом рудообразующих элементов, и менее перспективными — интрузии, возникшие в зонах преимущественного развития метаморфических процессов.

6. В соответствии с намеченными выше выводами генетического порядка, возможно построение нижеприводимой морфолого-генетической классификации анортозитовых интрузий и формаций (см. таблицу).

Т а б л и ц а

Генетическая классификация анортозитовых формаций мира

Генетический тип формации	I. Ортомагматический	II. Парамагматический	
		IIa. Синтектонический	IIб. Посттектонический
Соотношение с тектоникой	Син- и посттектонические интрузии	В основном синтектонические интрузии	В основном посттектонические интрузии
Относительная глубина зарождения магматического расплава	Небольшая или средняя	Средняя	Средняя или большая
Комагматы основного состава	Присутствуют постоянно, количественно преобладают	Отсутствуют или имеются в малом количестве	
Комагматы кислого состава	Отсутствуют	Присутствуют в умеренном количестве	Присутствуют в большом количестве
Состав плагиоклаза	Неустойчив, большие колебания	Устойчив или в пределах всей интрузии, или в пределах ее фаций	
Размеры и форма интрузивного тела	Большей частью небольшие тела — жилы, шпильки, пластовые залежи	Большей частью крупные тела — пластовые залежи, линзы	Большей частью крупные тела с секущими контактами — батолиты (?), межформационные залежи
Степень дифференцированности	Значительная	Средняя	Слабая
Текстура	Неустойчивая; может быть и директивной и изотропной	Большей частью директивная	Большей частью изотропная, директивная лишь в краевых частях
Примеры	Анортозиты в габброидах Северного Урала, Бушвельд, оз. Верхнее (Миннесота)	Прибайкалье, Джугджур (отчасти), Берген, Адирондак, Морин и мелкие тела в Лабрадоре	Волынь, Сенг-Урбен, Сагеней, Ларамы, Экерзунд, Лос-Анжелос

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б о б и н Е. С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, 271.
 Л е б е д е в А. П. Геолого-петрографический очерк района Кандалакша — Колвица. Тр. Кольск. базы Акад. Наук СССР, 1937, вып. 4.

- Лебедев А. П. О внутренней тектонике Яллинг-Нерской габброидной интрузии на Северном Урале. Докл. Акад. Наук СССР, 1948, 63, № 6.
- Лебедев П. И. Петрография Украины, ч. 1. М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. The problem of the anorthosites and other igneous monomineral rocks. [Проблема анортозитов и других изверженных мономинеральных пород]. Journ. Geol., 1923, 31.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., 1937, 3, № 17.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы (статья вторая). Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 1.
- Полканов А. А. Плутон габбро-анортозитов Волыни. Л., Изд. Ленингр. гос. унив., 1948.
- Свицательский Н. И. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-западного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., 1915, 34, № 298.
- Adams F. Rapport sur la géologie d'une partie de massif Laurentien, située au Nord de l'île de Montréal. Com. Géol. Canad., 1896.
- Alling H. The Adirondack anorthosite and its problem. Journ. Geol., 1932, 40.
- Balk R. Structural geology of Adirondack anorthosite. Min.-Petr. Mitt., 1931, 41.
- Balk R. Comments on some eastern Adirondack problems. Journ. Geol. 1944, 52.
- Barth T. Mineralogy of the Adirondack feldspars. Amer. Min., 1930, 15, № 4.
- Barth T. The large precambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. XVI Intern. Geol. Congr., v. 1, 1936.
- Buddington A. The Adirondack magmatic stem. Journ. Geol., 1931, 39.
- Buddington A. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geol. Surv. Amer. Mem., 1939, 7.
- Eckermann H. The anorthosites and kenningites of the Nördingrö-Rödö Region. Geol. Förh. För., 1938, 60.
- Fowler K. The anorthosite area of the Laramie, Wyoming. Amer. Journ. Sci., 1930, 19.
- Grout F. Anorthosite and granite as differentiates of a diabasite on Pigeon Point, Minnesota. Bull. Geol. Soc. Amer., 1928, 39.
- Grout F. a. Schwarz M. The geology of the anorthosites of Minnesota coast of Lake Superior. Univ. Minnesota Geol. Surv., 1939, 28.
- Kolderup C. Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. Bergen's Mus. Aarbok, 1903, № 12.
- Kolderup C. The anorthosites of western Norway. XVI Intern. Geol. Congr., v. 1, 1936.
- Lawson A. The anorthosites of the Minnesota coast of Lake Superior... Geol. Nat. Inst. Surv. Minnesota Bull., 1893, 8.
- Low A. Rapport sur les explorations dans la péninsule de Labrador etc. Comm. Géol. Canad., 1897.
- Mawdsley J. Sent-Urbain area, Charlevoix district, Quebec. Canad. Dep. Min. Geol. Surv. Mem., 1927, 152.
- Miller W. Anorthosites in the Los Angeles county, California. Journ. Geol., 1931, 39.
- Smith J. Genesis of anorthosites of Piedmont, Pennsylvania. Pan-American Geologist, 1922, 38.

В. В. ЛЯХОВИЧ

**ЭНДОМОРФНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ МОЛОДЫХ ГРАНИТОВ
БАКСАНА В КОНТАКТЕ С ИЗВЕСТНЯКАМИ**

Река Баксан в среднем своем течении прорезает молодой гранитный массив, образуя вытянутое почти в широтном направлении Баксанское ущелье. Один из левых притоков р. Баксан — М. Мукулан глубокой балкой разрезает гранитный массив в направлении, близком к меридиональному, и вскрывает его контакт с толщей известняков нижнекаменноугольного возраста¹.

Как в непосредственном контакте гранитного массива с известняками, так и в многочисленных дайках гранита, отходящих в известняки, ясно виден не только сильный метаморфизм известняков, но и довольно сильное эндоморфное изменение самого гранита. Последнее выражается в появлении отдельных кристалликов розового граната и зеленого пироксена, чуждых неизмененному граниту, а также в наличии отдельных участков, сложенных нацело зернами анортоклаза или лейстами основного плагиоклаза. Это несколько отличает описанные ниже изменения, происходящие с гранитом, от более обычных случаев, когда в эндоконтактных разностях гранита возникают диоритовые или даже габброидные типы пород, как это было описано Б. М. Куплетским, Х. М. Абдуллаевым (1950), Ш. А. Азизбековым (1947), А. Лакруа (Lacroix, 1898), Боржа (Borgeat, 1909) и др.

І. ГЕОЛОГИЯ

Главными вмещающими гранитный массив породами являются сильно ороговикованные песчано-сланцевые породы нижнекаменноугольного возраста, превращенные в биотитовые роговики. Иногда по более грубозернистым прослоям и линзам, встречающимся среди мелкозернистых роговиков, удается подметить их простираие, близкое к широтному. В контакте с биотитовыми роговиками гранит существенного изменения не испытывает, хотя местами обогащается биотитом или анортозитом.

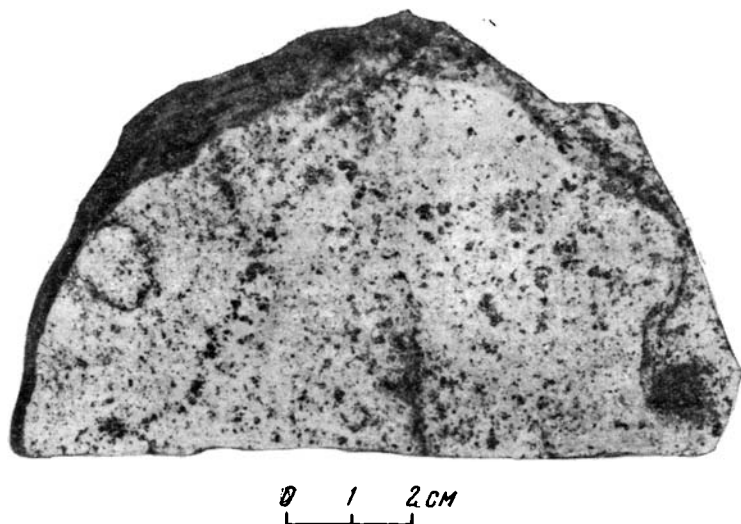
В некоторых местах — в районе Орлиной Скалы, балки М. Мукулан, в верховьях балки Эльджурту и в средней части балки Чильмиан — гранитный массив контактирует непосредственно с известняками, и то в последних двух случаях на незначительном расстоянии в несколько десятков метров. Поэтому все дальнейшее описание касается в основном

¹ Судя по найденной в верховьях Суарыка Н. А. Голубевым, М. И. Ицкисоном и С. П. Соловьевым фауне брахиопод и кораллов.

контактов, встречающихся в районе Орлиной Скалы и балки М. Мукулан.

Контакт гранита с известняками в балке М. Мукулан имеет простира-ние, близкое к широтному, и пологое падение к югу около $20-25^\circ$. Контакт интрузивный и несогласный со слоистостью в известняках, про-стирание которых колеблется в пределах СЗ $280-300^\circ$, с крутыми ($60-65^\circ$) углами падения к северу. Залегание в известняках хорошо просле-живается по тонким прожилкам скарновых минералов (главным образом граната), располагающихся вдоль плоскостей напластования.

От гранитного массива, следуя слоистости в известняках, отходят многочисленные дайки и апофизы, мощностью от нескольких сантимет-ров до $1-1,5$ м. В граните, в районе контакта, обломки известняка не



Фиг. 1. Приконтактный мелкозернистый гранит с вкрапленностью розового граната (черные точки).

встречаются; очень редки они и в дайках, и в этом случае из мраморизо-ванного известняка превращены в пироксеново-гранатовый или волласто-нитовый скарн.

Выходы гранита в районе Орлиной Скалы имеют в плане форму, близ-кую к овальной. Гранит обнажается здесь в тальвегах сложно ветвя-щихся балок, разрезающих толщу известняка. Боковые контакты доволь-но крутые, с углами падения в $30-40^\circ$, а само тело представляет очевид-но выступ гранита в известняки.

Главный контакт гранита и сопровождающие его дайки вызывают по-явление в известняках скарновой, преимущественно гранатовой оторочки. Скарновая оторочка в контакте дайки гранита обладает хорошо выра-женной зональностью, а именно: с гранитом контактирует полоса сущест-венно гранатового скарна, сменяющаяся затем скарном существенно пироксеновым. В некоторых местах наблюдаются обратные соотношения. Показатель преломления такого скарнового граната, определенный на гониометре, оказался равным $1,764$, что соответствуетgrossуляру с $\sim 20\%$ андрадитовой молекулы.

Приконтактный гранит часто сечется скарновыми жилами с волла-стонитом, гранатом или пироксеном.

Эндоконтактные изменения в граните прослеживаются иногда на рассто-яние до 30 м от контакта. Непосредственно в самом контакте встречается

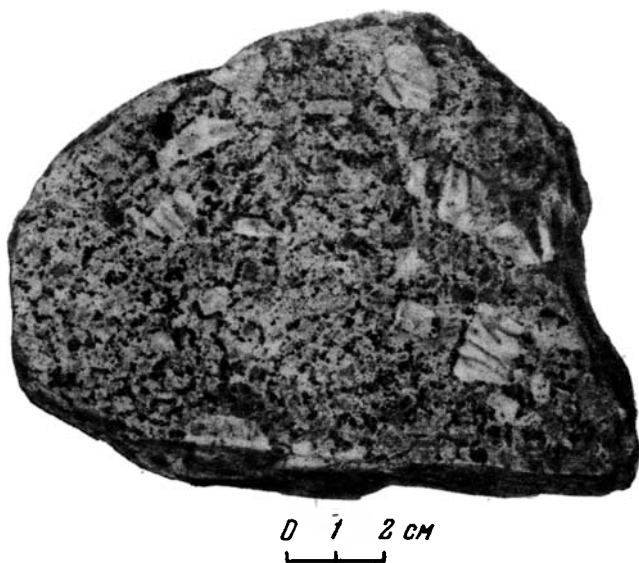
гранит то серо-зеленый, то очень светлый, мелкозернистый, почти лишенный цветных минералов. Далее от контакта крупность зерна постепенно увеличивается, однако такситовое сложение гранита сохраняется.

Гранит, слагающий дайки, представлен преимущественно светлыми, аплитовидными разностями, однако нередко в одной и той же дайке можно наблюдать постепенные переходы между средне- и мелкозернистыми участками, почти белыми и темносерыми или зеленоватыми.

Наиболее резкие отличия от обычного порфировидного гранита обнаруживаются в граните Орлиной Скалы. Большая его часть представлена гранитом лейкократовым с мелкозернистой основной массой и довольно крупными порфировыми зернами кварца. В приконтактных разностях такого гранита наблюдается ясная вкрапленность розового граната (фиг. 1). Кроме того, среди общей массы этого гранита встречаются шпир- и линзобразные выделения очень светлого, мелкозернистого, аплитовидного гранита. Порфировые выделения кварца в нем очень редки. Биотит практически отсутствует. Встречаются редкие прямые прожилки кварца.

II. ПЕТРОГРАФИЯ

Макроскопически неизменный гранит из центральных частей массива представляет серую или серо-розовую ясно порфировую породу с крупными (до 5 мм) кристаллами анортноклаза и мелкими чешуйками темной слю-



Фиг. 2. Неизменный биотитовый порфировидный гранит из центра массива.

ды, обладающей тенденцией к агрегатному расположению (фиг. 2). Под микроскопом порода состоит из плагиоклаза, анортноклаза, кварца и биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, а вторичные, пользующиеся незначительным развитием, — хлоритом, серицитом и отчасти альбитом (в пертитовых выделениях).

Плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу с 20—25 % анортитовой молекулы. Весьма характерно часто встречающееся зональное строение плагиоклазов, причем содержание анортитовой молекулы в их центральных частях поднимается до 26, 30, 33 и даже 36 %. В количественном

отношении плагиоклаз подчинен анортоклазу (см. табл. 1). Анортоклаз представлен в шлифах слабо пелитизированными зернами, обычно с хорошо выраженной спайностью по одному или двум, (010) и (001), направлениям. Порфировые его выделения обычно сдвойникованы по карлсбадскому закону и нередко проникнуты по трещинам минералами второй генерации — главным образом кварцем и биотитом. Тончайшие пертитовые вроски альбита встречаются сравнительно редко, зато графические прорастания анортоклаза и кварца представляют вполне обычное явление.

Определение ориентировки оптической индикатриссы анортоклаза дало следующие результаты:

	BNg	BNm	BNp	2V
$\perp$ 001	84°	7°	85°	— 40°
$\perp$ 001	85°	6°	86°	— 41°
$\perp$ 010	5°	89°	87°	— 45°

Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, оказались равными:

$$\begin{aligned} 1,530 < N_g < 1,533 \\ 1,527 < N_m < 1,530 \\ 1,518 < N_p < 1,521 \end{aligned}$$

В количественном отношении анортоклаз является наиболее распространенным минералом.

Кварц присутствует как в порфировых выделениях, так и в основной массе, образуя неправильные ксеноморфные зерна, корродирующие ранее выделившиеся минералы.

Биотит, единственный темноцветный минерал, так же как анортоклаз и кварц, присутствует в двух генерациях. Плеохроизм биотита обычный, хлоритизации он подвергается незначительно, главным образом вдоль трещин спайности. Некоторые чешуйки биотита обладают двусосным характером. Величина угла оптических осей, измеренная в коноскопе, достигает 12°. Определение показателей преломления на рефрактометре дало следующие цифры:

$$\begin{aligned} N_g &= 1,620 & N_g - N_p &= 0,040 \\ N_p &= 1,580 \\ N_g &= 1,590 & N_g - N_p &= 0,036 \\ N_p &= 1,554 \end{aligned}$$

Такая величина двуупреломления соответствует содержанию 10—15 % антитовой молекулы, т. е. мы имеем существенно магнезиальный (флогопитовый) биотит.

Незначительное развитие вторичных минералов придает граниту центральных частей массива весьма свежий облик.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав гранита
из центральных частей массива¹ (в %)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	Среднее
Биотит	10,16	10,28	5,13	9,10	5,50	8,47	5,98	8,08	7,84
Плагиоклаз (№ 20—25)	28,40	40,23	35,83	20,73	21,63	39,61	32,37	33,80	31,56
Анортоклаз	29,02	29,79	34,60	49,00	44,41	20,25	38,59	30,60	34,53
Кварц	31,98	19,27	24,22	20,82	28,13	31,18	22,76	27,15	25,70
Акцессорные	0,44	0,43	0,22	0,35	0,33	0,49	0,30	0,37	0,37
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100

¹ Заимствовано из работы Л. А. Варданянца.

Микроскопическое изучение эндоконтактных разностей порфировидного гранита, а равно и его даек, залегающих в известняках, показало, что наряду с большой структурной неоднородностью здесь имеет место и большое непостоянство количественно-минералогического состава, резко отличающее эти породы от неизмененного гранита.

Наряду с минералами, характерными для неизмененного гранита, в них присутствуют минералы совершенно ему несвойственные, как, например, плагиоклаз, лабрадор-битовнитового состава, пироксен и гранат. Здесь же довольно часто встречаются и такие Са-содержащие минералы, как флюорит, сфен, эпидот и клиноцоизит — минералы, также никогда не встречающиеся в центральных частях массива.

Главными минералами, слагающими описываемый приконтактный гранит, являются плагиоклаз, анортит, кварц и биотит. Пироксен и гранат встречаются значительно реже. Акцессорные минералы представлены апатитом, флюоритом и сфеном, вторичные — альбитом, хлоритом, мусковитом, эпидотом и клиноцоизитом.

Плагиоклаз. В отличие от плагиоклаза центральных частей массива плагиоклаз приконтактных участков гранита обладает очень изменчивым составом. Содержание анортитовой молекулы в нем колеблется от 82 до 30—40 % в наиболее обычных случаях. Кроме того, местами, часто встречаются лейсты плагиоклаза, отвечающие по составу альбиту или альбит-олигоклазу, однако они всегда являются образованиями более поздними.

Основные разности плагиоклазов (№ 40—80) встречаются в тонких прожилках гранита, секущих известняк, или в участках главного контакта. Обладая короткостолбчатой формой и ясным двойниковым сложением¹, они характеризуются довольно сильной разрушенностью, выражающейся в развитии по ним эпидота, клиноцоизита и карбоната. Корродируются пироксеном и кварцем, являясь во всех случаях выделениями более ранними.

Характерной чертой плагиоклазов приконтактного гранита является почти повсеместная их зональность (особенно плагиоклазов порфировых выделений). Помещенные ниже результаты измерений зональных плагиоклазов свидетельствуют о довольно значительном, до 50—73 %, содержании анортитовой молекулы в их центральных частях:

Таблица 2

Состав зональных плагиоклазов
(содержание анортитовой молекулы в %)

Части кристалла	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ядро	60	53	60	60	73	70	46	45	44	41
Середина	—	—	40	40	—	—	33	35	32	32
Край	32	30	26	28	40	35	28	28	22	25

Ядра зональных плагиоклазов довольно часто карбонатизированы. В ряде случаев ядра имеют пятнистый вид, причем пятна имеют одинаковую оптическую ориентировку с более кислой периферией. Иногда плагиоклаз полностью замещается кварцем, в котором часто встречаются отдельные его реликты.

Весьма характерно (в отличие от типичного гранита) появление в описываемом приконтактном граните мелких лейст альбита (№ 5—12),

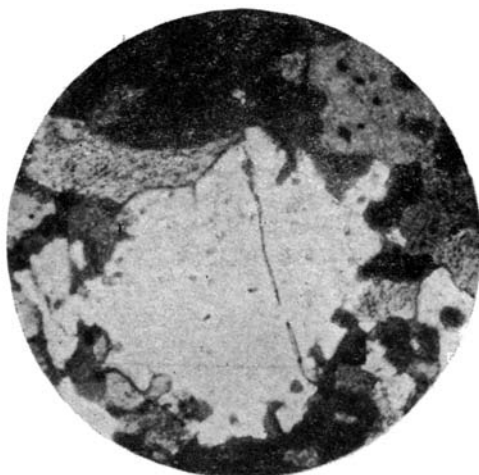
¹ Обращает на себя внимание широкое развитие сложных законов срастания.

сосредоточенных в основной массе или в виде венчиков обрастающих зерна анортноклаза. По времени образования альбит представляет одно из наиболее поздних выделений.

Отличительной чертой анортноклаза, по сравнению с анортноклазами центральных частей массива, является его сильная пертитизация, выражающаяся в образовании жилообразных и веретенообразных выделений альбитового состава (фиг. 3). Учитывая, что эти прожилки и полосы имеют всегда одну и ту же, для данного зерна, оптическую ориентировку, их можно с известным основанием считать пертитами распада. Анортноклаз подвергается коррозии со стороны кварца и встречается в нем в виде реликтов. Крупные зерна анортноклаза часто содержат включенными в себе



Фиг. 3. Сильно пертитизированный кристалл анортноклаза в приконтактовом граните. Никולי скрещены, увел. 76.



Фиг. 4. Зерно замещающего кварца с характерными лапчатыми очертаниями. В нем видны мелкие реликты замещенного им анортноклаза (серые точки). Никולי скрещены, увел. 76.

лейсты более раннего плагиоклаза и реже — мелкие иголки апатита. По сравнению с плагиоклазом анортноклаз гораздо реже присутствует в порфировых выделениях, будучи сосредоточен главным образом в основной массе.

Зерна кварца часто содержат в себе реликты замещенных им плагиоклаза и анортноклаза, а также довольно многочисленные мелкие чешуйки пластинчатых минералов и почкочно вытянутые пузырьки жидких и газообразных включений. Кварц гранофировых прорастаний этими особенностями не обладает. В ряде случаев зерна кварца, разрастаясь, проникают по стыкам соседних минералов, разъедая и отделяя отдельные их участки. Подобные зерна имеют характерные лапчатые очертания (фиг. 4).

Пироксен встречается в участках гранита, тяготеющих непосредственно к контакту, и особенно часто среди даек гранита, залегающих в известняках. В шлифе его короткостолбчатые зерна окрашены в слабозеленый цвет, по оптическим свойствам принадлежат диопсиду с 20—40 % геденбергитовой молекулы (табл. 3).

Взаимоотношения пироксена с другими минералами показывают присутствие двух его генераций. Пироксен первой генерации представлен короткостолбчатыми кристаллами, корродируемыми лейстами андезин-

лабрадора и корродирующими их, что позволяет предположить их одновременное выделение. Мелкие неправильные зерна, тяготеющие к интерстициям, принадлежат более позднему пироксену. В ассоциации

Таблица 3

Оптические константы пироксена

2V	c : Ng	Ng—Np	% Ng
54°	44°	0,027	23
59°	43°	0,025	40
56°	47°	—	—
57°	47°	0,026	34

с таким пироксеном встречаются сфен и лейкоксенизированный титаномагнетит. Иногда по пироксену участками развивается зеленая роговая обманка, в свою очередь замещаемая биотитом.

Гранат образует хорошо ограниченные кристаллики розового цвета (фиг. 5). Определенный в иммерсии показатель преломления граната оказался равным $1,766 < N < 1,782$, что соответствуетgrossуляру с $\sim 25\%$ андрадитовой молекулы. Гранат корродируется анортотклазом и кварцем, представляя по сравнению с ними выделение более раннее.

Биотит образует типичные для него таблички, с обычным плеохроизмом, иногда, правда, в несколько более светлых тонах. Подвергается коррозии со стороны анортотклаза и кварца. В меньшем, по сравнению с ним количестве, присутствует

Фиг. 5. Зерно граната в приконтактовом граните. Без анализатора, увел. 46.

биотит мелкочешуйчатый, приуроченный к трещинам минералов и интерстициальным промежуткам,— это биотит второй генерации.

Наиболее характерной чертой приконтактового биотита является его сильная разрушенность, с одной стороны, и тесная ассоциация с многочисленными зернами сфена, с другой.

Разрушение биотита выражается в том, что он часто становится мутным и слабоплеохроичным, края его хлоритизируются, реже обесцвечиваются, переходя в мусковит. Особенно это относится к включениям биотита в кварце, которые обычно превращаются в агрегат мусковита, в то время как в центре чешуйки сохраняются реликты темноокрашенного биотита. Замещение биотита сопровождается точечным выделением рудных частиц. Биотит по спайности нередко проникается мельчайшим агрегатом кварца и карбоната. На общем фоне разлагающегося биотита выделяются клиновидные и веретенообразные зерна сфена с типичным высоким рельефом. Только на расстоянии около 100 м от контакта биотит в породах приобретает типичную для него свежесть.

Пользующиеся значительным развитием, в отличие от центральных частей массива, вторичные минералы представлены альбитом № 5—12, мусковитом и хлоритом. Последний, судя по низкому двупреломлению, равному 0,0035, относится к пеннину. Продукты разрушения основного плагиоклаза представлены эпидотом ($2V = -72^\circ$, $Ng - Np = 0,048$) и клиноцоизитом ($2V = 83^\circ$, $Ng - Np = 0,014$). В кислых разностях плагиоклаза наблюдается образование серицита. В интерстициях встречаются неправильные выделения карбоната.

Среди только что описанного приконтактового гранита можно выделить несколько разностей, отличающихся как по составу входящих в них минералов, так и по количественно-минералогической своей характеристике (см. фиг. 13). Однако здесь же следует указать, что с а м о с т о я т е л ь н ы х т е л о н и не образуют, а представляют собой лишь участки на общем гранитном фоне, отличающиеся теми или иными особенностями.

Ниже приводится описание разностей приконтактового гранита.

1. Гранитные и гранодиоритовые разности

Эти разности распространены наиболее широко среди главной массы гранита, контактирующей с известняками, и гораздо реже встречаются в дайках гранита, залегающих среди известняков. Тесное взаимное переплетение обеих разностей, обусловленное переменным преобладанием то плагиоклаза над анортоклазом, то наоборот, делает целесообразным их совместное описание.

Эти разности представляют собой светлосерую, яснопорфировую породу. Порфировые выделения представлены крупными (1×3 мм) кристаллами обычно зонального плагиоклаза, пертитизированного и сильно изъеденного по краям анортоклаза или кварца. В участках гранита, обогащенных биотитом, наблюдаются порфировые выделения последнего размером 2×4 мм. Основная масса кварц-анортоклазовая, аллотриоморфнозернистая, с размером зерен до 0,2 мм. Иногда благодаря обильному развитию графических прорастаний кварца и анортоклаза структуру основной массы можно называть гранофировой.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз № 28—30, анортоклаз, кварц и биотит. Гораздо реже встречаются пироксен и гранат. Акцессорные и вторичные минералы представлены: апатитом, сфеном, альбитом, эпидотом, серицитом, хлоритом и карбонатом.

По сравнению с гранитом из центра массива эти разности отличаются повышенным содержанием плагиоклаза и пониженным анортоклаза. В содержании биотита существенных изменений не наблюдается. На диаграмме Б. М. Куплетского эти разности занимают соответствующие поля — гранита и гранодиорита. Количественно-минералогический состав 13 образцов их помещен в табл. 4.

Как уже упоминалось, среди приконтактовых разностей гранита встречается мелкая вкрапленность розового граната (фиг. 1). При микроскопическом изучении этот гранит оказался вполне аналогичным описанному выше. В нем встречаются прекрасно ограниченные, кучно расположенные зерна граната, нередко проросшие кварцем. Количество граната в отдельных участках достигает 8% к общему объему породы. В табл. 5 приведен количественно-минералогический состав двух образцов приконтактовых разностей гранита.

В заключение надо остановиться на описании тех светлых, аплитовидных разностей, которые образуют неправильные шпирообразные и линзообразные выделения среди общей массы гранита, слагающего обнажение у Орлиной Скалы.

Граница их с описанным гранитом, слагающим главный массив, нерезкая. Среди этих аплитовидных разностей встречаются участки в виде

Количественно-минералогический состав гранитных и граво

Минералы	1	2	3	4	5
Биотит (разрушенный)	—	7,35	6,74	0,33	8,93
Плагиоклаз (№ 28)	53,80	38,45	36,54	55,58	40,51
Анортоклаз	17,07	27,56	31,45	15,30	23,36
Кварц	28,35	25,22	23,85	18,84	25,92
Остальные минералы (гл. обр. сфен + карбонат и апатит)	0,78	1,42	1,42	9,95	1,28
Сумма	100	100	100	100	100

полос и линз гранитоида еще более мелкозернистого строения и совсем белого цвета. Граница между этими двумя разностями ясная, но не резкая, и распознается по окраске и полному отсутствию порфирового кварца, мелкие зерна которого столь обильны в лейкократовых разностях первого типа. Мощность их тоже значительно меньше и обычно измеряется единицами сантиметров.

Таблица 5
Количественно-минералогический состав приконтактового гранита, содержащего гранат (в %)

Минералы	1	2
Биотит	0,37	0,28
Плагиоклаз	17,07	22,39
Анортоклаз	47,53	40,05
Кварц	32,07	28,56
Гранат	2,96	8,72
Сумма	100	100

В петрографическом отношении аплитовидные разности характеризуются следующими признаками.

Структура мелкозернистая, гидидиоморфнозернистая. Средний размер зерен 0,2—0,4 мм. Основной фон породы составляют сильно пертитизированные ксеноморфные зерна анортоклаза, идиоморфные лейсты плагиоклаза и неправильные зерна кварца. Количественно-минералогическая характеристика этих разностей помещена в табл. 6.

Таблица 6
Количественно-минералогическая характеристика аплитовидных гранитоидов (в %)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз (№ 10 — 15)	24,48	9,63	12,28	23,60	20,50	20,37	75,61
Анортоклаз	41,44	59,16	56,68	47,83	44,20	44,97	7,12
Кварц	32,25	30,33	29,96	28,57	35,30	34,44	15,62
Биотит	1,83	0,88	1,08	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—	—	0,22	0,55
Карбонат	—	—	—	—	—	—	1,10
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

диоритовых разностей из приконтактных частей (в %)

6	7	8	9	10	11	12	13
3,09	12,04	6,93	3,23	7,77	5,15	6,06	12,96
31,27	39,65	30,69	34,74	35,15	54,53	41,00	30,18
18,55	24,03	33,43	21,65	37,52	26,39	27,15	26,48
43,99	24,28	28,95	37,94	19,56	13,93	24,88	30,38
3,10	—	—	2,44	—	—	0,91	—
100	100	100	100	100	100	100	100

Особенности, отличающие эти лейкократовые, аплитовидные гранитоиды от главной массы гранита, следующие.

Состав плагиоклаза более кислый, отвечает в основном альбит-олигоклазу № 12—15. Двойниковое сложение, главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам, выражено ясно. Зональности не наблюдается. Кроме альбит-олигоклаза, встречается собственно альбит № 5—10, который образует венчики вокруг анортоклаза, развиваясь на стыке его зерен, или же образует отдельные пятна, расположенные на периферии зерен анортоклаза. Эти пятна иногда проникают далеко к центру зерна, сливаются и полностью замещают первоначальный анортоклаз.

Крайний случай замещения анортоклаза альбитом приводит к возникновению своеобразных кварцево-альбитовых пород (см. табл. 6, образец 7), которые и слагают белые полосы в участках описываемого здесь лейкократового аплитовидного гранита. Количество в них альбит-олигоклаза достигает 75% (по объему).

Далее к особенностям аплитовидных гранитоидов относится мутный облик анортоклаза вследствие наличия трудноопределимой мути и мельчайших чешуек зеленоватого слюдистого минерала. Кроме того, для анортоклаза характерен его сильнейший распад с образованием пертита, процесс, развитый в более сильной степени, чем это было описано для главной массы гранита. Выражается он в образовании узких веретеновидных выделений, которые иногда сливаются в более широкие полосы.

Характерный признак также лапчатая форма зерен кварца (фиг. 4), содержащего в себе реликты замещенных им плагиоклаза и анортоклаза, а также довольно значительное количество пузырьков жидкости и газа, которые не меняют своего положения при повороте столика микроскопа. Газовые пузырьки встречаются большей частью в остроугольных камерах; расположены эти включения беспорядочно, но нередко цепочкообразно. К этим цепочкам пузырьков часто и приурочены более поздние тончайшие трещинки. Зерна кварца распределены по площади шлифа очень неравномерно. Одни участки шлифа состоят сплошь из кварца, в то время как другие — сплошь из зерен альбит-олигоклаза. Наконец, укажем на почти полное отсутствие биотита, количество которого редко повышается до 1,8%. Чешуйки его сильно хлоритизированы или обесцвечены с превращением в мусковит, а неизмененные обладают несколько отличным от нормального биотита плеохроизмом — от красновато-бурого по Ng до соломенно-желтого по Nr. Биотит принадлежит к числу поздних выделений и обычно приурочен к стыкам зерен плагиоклаза и анортоклаза.

Все это вместе взятое — сильнейшая пертитизация и альбитизация анортоклаза, обесцвечивание биотита, сильное замещение анортоклаза и плагиоклаза кварцем, наличие в последнем большого количества

жидких включений, отсутствие нормальных контактов (с уменьшением крупности зерна и т. п.), а также и аномальный количественно-минералогический состав (табл. 6) — заставляет предположить автометаморфическое



0 1 2 см

Фиг. 6. Жила гранита в известняке (нижняя часть фотографии). Меланократовый облик обусловлен присутствием большого количества пироксена и биотита (до 21% по объему).

происхождение этих белых аплитовидных пород, благодаря воздействию на первоначальный гранит тех флюидов, которые скопились в этом куполообразном выступе гранита в известняках.

2. Диоритовые разности

В эту группу попадают отдельные участки гранита, слагающего дайки и характеризующиеся повышенным содержанием цветных минералов (фиг. 6) и сравнительно низким — кварца. Их количественно-минералогический состав приводится в табл. 7.

Под микроскопом структура пород гипидиоморфнозернистая, с довольно идиоморфными короткостолбчатыми выделениями, принадлежащими плагиоклазу, биотиту и пироксену. Промежутки между ними выполняют ксеноморфные зерна кварца, карбоната и эпидота.

Идиоморфные лейсты плагиоклаза отличаются большим содержанием анортитовой молекулы, чем выше описанные разности приконтактового гранита. Пироксен представлен диопсидом.

Таблица 7

Количественно-минералогический состав диоритовых разностей (в %)

Минералы	1	2
Анортотлаз	1,87	25,86
Плагиотлаз (№ 30—40) . .	62,74	39,39
Кварц	8,71	12,57
Пиротсен	21,14	0,98
Биотит	1,68	21,20
Карботат, эпидот, сфен . .	3,86	—
Сумма	100	100

Описанные участки гранита помещены в группу диоритовых разностей условно, главным образом на основании большого содержания в них темноцветных минералов — до 21% пироксена или биотита. Если первый подсчет (табл. 7), ввиду незначительного содержания анортотлаза и кварца

соответствует больше всего кварцевому диориту, то второй правильнее относить к гранодиориту.

3. Лабрадор-аплитовые разности

В эту группу включены породы, состоящие в основном из плагиоклаза и кварца и напоминающие разности лейкократовых гранитоидов, развитых в том же районе и обладающих таким же составом. Некоторые исследователи (Л. Варданянц) считают их за самостоятельную интрузивную фазу. Их оригинальный количественно-минералогический состав показан в табл. 8.

Таблица 8

Количественно-минералогический состав
лабрадор-аплитовых разностей (в %)

Минералы	1	2	3
Плагиоклаз № 40—50 . .	50,20	50,75	54,83
Анортотлаз	1,15	—	—
Кварц	31,76	48,95	45,17
Пироксен	8,37	—	—
Карбонат и др.	8,52	0,30	—
Сумма	100	100	100

Эти разности слагают или приконтактные участки даек, или отдельные участки в месте их выклинивания.

Под микроскопом структура подобных пород весьма напоминает роговиковую: породы состоят из мутных, сильно карбонатизированных, короткостолбчатых зерен основного плагиоклаза, имеющих очень неровные ограничения, вследствие их сильной коррозии кварцем, который выполняет и все промежутки между зернами плагиоклаза (фиг. 7).

Плагиоклаз принадлежит андезин-лабрадору или лабрадору. Он очень сильно, пятнами карбонатизирован. В карбонатизированных участках встречаются зерна эпидотовых минералов. Сильное замещение плагиоклаза кварцем заставляет предположить, что первоначально эти разности состояли преимущественно из основного плагиоклаза.



Фиг. 7. Участок гранита в контакте с известняками. Лейсты плагиоклаза № 45—47 значительно замещены кварцем. Порода — «лабрадоровый аплит», 51% плагиоклаза, 49% кварца. Николи скрещены, увел. 20 (зарисовка).

4. Плагиоклазитовые разности

Макроскопически это белые, плотные, мелкозернистые породы, слагающие отдельные приконтактные участки гранита. В количественно-

минералогическом отношении они характеризуются резким преобладанием основного плагиоклаза над всеми остальными минералами. Количество плагиоклаза в них достигает 95 %, что видно из табл. 9.

Таблица 9
Количественно-минералогический состав плагиоклазовых
разностей (в %)

Минералы	1	2
Плагиоклаз (№ 40—65)	90,68	94,50
Анортоклаз	2,34	0,30
Кварц	1,11	0,12
Пироксен	3,27	3,51
Карбонат и др.	2,60	1,57
Сумма	100	100

Под микроскопом структура породы мелкозернистая, аллотриоморфно-зернистая, состоящая из разнообразно между собой сочетающихся корот-



Фиг. 8. Структура плагиоклазового участка в дайке гранита. Лейсты принадлежат плагиоклазу № 40—50. Никולי скрещены, увел. 76 (зарисовка).

костолбчатых зерен плагиоклаза (фиг. 8). Обладая резко выраженным тонким двойниковым сложением, зерна плагиоклаза принадлежат андезин-лабрадору или лабрадору.

По плагиоклазу пятнами развизывается карбонат. В промежутках между зернами плагиоклаза встречаются окрашенные в слабозеленый цвет выделения диопсида. Крупные, изометричные зерна апатита встречаются включенными в плагиоклаз.

5. Аляскитовые кварцево-сиенитовые разности

Эти разности представлены белыми или светлосерыми породами, слагающими мелкие дайки или отдельные неправильные участки в более крупных дайках. Под

микроскопом эти разности обладают мелкозернистой, гипидиоморфно-зернистой структурой и состоят почти нацело (до 90 %) из ксеноморфных зерен сильно пелитизированного анортоклаза. Преобладающая роль анортоклаза как порообразующего минерала, а также незначительное содержание кварца послужили основанием для отнесения части их в группу кварцевых сиенитов (во всяком случае напоминаящих их по составу), в то время как большинство из них отличается высоким содержанием кварца и низким темновесных минералов, т. е. приближается к типичным аляскитам— породам, состоящим из кварца

и щелочного полевого шпата (фиг. 9, 10). Их количественно-минералогический состав приводится в табл. 10.

Таблица 10

Количественно-минералогический состав аляскитовых и кварцево-сневитовых разностей (в %)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклаз (№ 20—30) . . .	0,93	1,76	3,83	1,54	1,20	0,74	—	1,68
Анортоклаз	90,14	84,09	77,73	72,55	74,60	72,47	72,22	64,44
Кварц	5,89	13,57	16,36	19,45	24,20	23,24	22,00	27,22
Пироксен	3,04	—	2,08	5,16	—	3,55	5,78	6,66
Карбонат и др.	—	0,58	—	1,30	—	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100

В поле даже невооруженным глазом видно, что эти разности, обладая белым или светлосерым цветом, состоят почти нацело из кристаллов полевого шпата. Под микроскопом структура породы мелко- или средне-



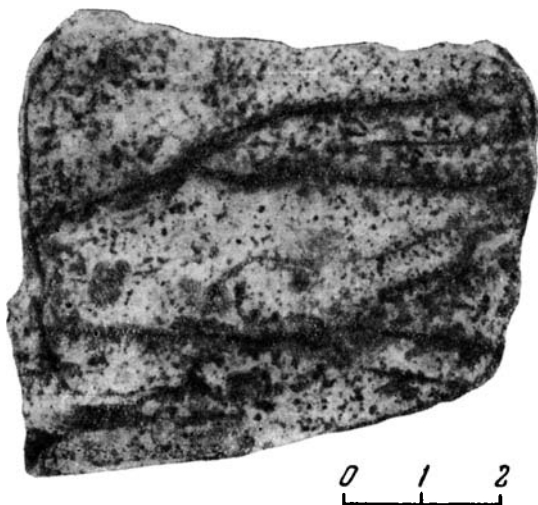
Фиг. 9. Дайка «гранита» в известняках. Серое — анортоклаз, белое — кварц, темное — пироксен. Без анализатора, увел. 46.



Фиг. 10. Дайка «гранита» в известняках. Состоит из зерен анортоклаза — 75% и кварца — 25%. Никели скреплены, увел. 20.

зернистая, аллотриоморфнозернистая с неправильными, зазубренными очертаниями зерен анортоклаза, составляющего главную массу породы (фиг. 10). Кроме анортоклаза, в значительном количестве присутствует кварц, встречающийся иногда с ним в гранофировом прорастании. Темно-цветных минералов почти нет, за исключением редких зерен пироксена, приуроченных к стыкам зерен. Сам анортоклаз мутный, сильно пелитизированный. На стыке соседних зерен появляются узкие каемки (венчики) альбита.

Заканчивая характеристику эндоконтактных разностей гранита, нельзя не упомянуть случаев изменения гранита вдоль трещин, явившихся путями циркуляции постмагматических растворов (фиг. 11), или в контактах с



Фиг. 11. Изменение гранита вдоль трещин, с образованием в нем эпидота, клиноцоизита и карбоната.



Фиг. 12. Скарновый прожилок с гранатом и пироксеном, секущий гранит.

секущими его скарновыми жилами. Во всех случаях зона измененного гранита незначительна и измеряется несколькими сантиметрами. Под микроскопом изменение гранита вдоль трещин выражается в сильнейшей карбонатизации плагиоклаза и развитии по нему мелких зерен минералов эпидот-цоизитовой группы; анортотлаз становится очень мутным, биотит замещается, вплоть до образования псевдоморфоз, мелкозернистым агрегатом зерен карбоната, эпидота и сфена, среди которых сохраняются отдельные обрывки хлорита. В интерстициях довольно много карбоната, эпидота и гидроокислов железа.

На фиг. 12 видно пересечение приконтактного гранита скарновым прожилком, состоящим из зерен анизотропного граната, промежутки между которыми выполнены карбонатом с сульфидами. В карбонате же встречаются и столбики сильно измененного моноклинного пироксена, судя по всему — диопсида. Минералы гранита около этого скарнового прожилка испытывают изменение, выражающееся в сильнейшем замещении плагиоклаза карбонатом и эпидотом; биотит разрушается, замещаясь агрегатом сфена, карбоната и гидроокислов железа. В граните, кроме того, много крупных зерен эпидота и цоизита, расположенных в интерстициях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все сказанное о дайках гранита в известняках и о приконтактовом граните позволяет отметить следующие их особенности.

1. Чрезвычайное непостоянство количественно-минералогических соотношений резко отличает эти эндоконтактные разности от типичного эльджуртинского гранита или его жильной серии, залегающих среди биотитовых роговиков. Это непостоянство выражается не только в сильно колеблющемся содержании типичных для гранита минералов, но и в появлении ряда новых минералов, не свойственных нормальному граниту. К числу таковых надо в первую очередь отнести основной плагиоклаз, гранат и пироксен.

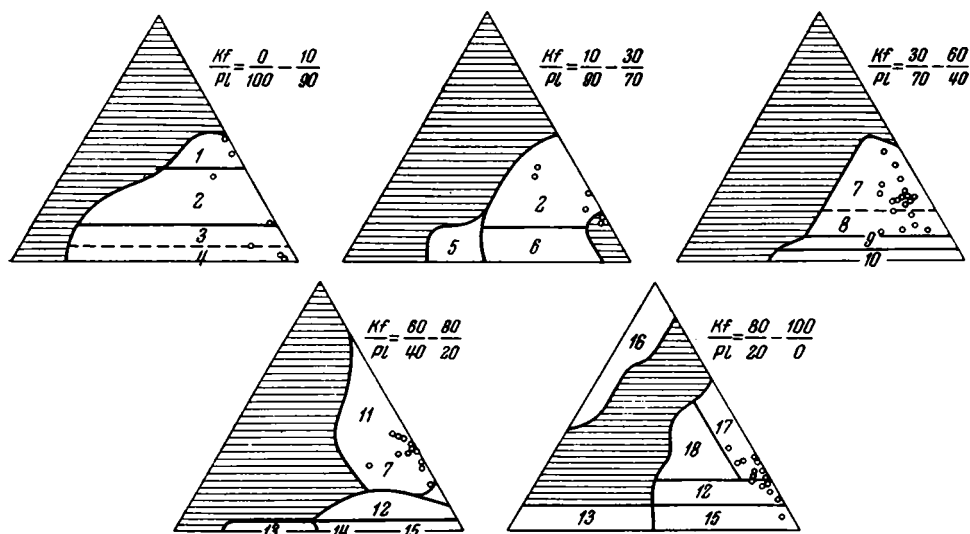
Можно привести следующие цифры, говорящие о предельном обогащении гранита тем или иным минералом.

Среднее содержание (от общего объема породы) биотита в граните 2—6%, но местами количество его поднимается до 21% (табл. 7). Пироксен, представленный здесь диопсидом и отсутствующий в нормальном эльджуртинском граните, составляет иногда до 21% (табл. 7), содержание граната достигает 8,7% (табл. 5). Хотя подавляющая масса приконтактного гранита характеризуется преобладанием плагиоклаза над анортотлазом и поэтому правильнее ее называть гранодиоритом, встречаются участки, в которых анортотлаз является главным породообразующим минералом, достигая содержания до 90% (табл. 10). Наибольшей цифры достигает содержание в некоторых участках основного плагиоклаза — до 94,5% (табл. 9), характеризуя в последнем случае почти мономинеральный облик породы.

2. Естественно, что такие резкие колебания в содержании породообразующих минералов или минеральных новообразований приводят к возникновению целого ряда вышеописанных разностей горных пород, которые образуют не самостоятельные тела, отдельные участки, связанные между собой постепенными переходами по мере увеличения или уменьшения содержания того или другого минерала. Их отличия от нормального гранита хорошо видны на диаграмме Б. М. Куплетского (фиг. 13).

3. Другой особенностью контактирующего с известняками гранита являются те изменения, которые он претерпел в конечные стадии своего застывания и после него.

Большинством исследователей принимается, что по мере кристаллизации в остаточном растворе происходит накопление тех компонентов, которые не вошли в состав выделившихся кристаллических фаз,—это всевозможные летучие соединения и соединения труднолетучих элементов с легколетучими. Важно то обстоятельство, что преобладает среди компонентов вода, которая сохраняет свою способность исключительного



Фиг. 13. Количественно-минералогическая характеристика эльдзуртинского гранита в контакте с известняками:

1 — поле плагногранитов; 2 — поле тоналитов (гранодиоритов); 3 — поле кварцевых диоритов; 4 — поле диоритов; 5 — поле меладiorитов; 6 — поле диоритов и монцонитов; 7 — поле гранитов; 8 — поле адамеллитов; 9 — поле кварцевых монцонитов; 10 — поле монцонитовых и сиенитовых диоритов; 11 — поле лейкогранитов; 12 — поле кварцевых сиенитов; 13 — поле шонкинитов; 14 — поле монцонитов; 15 — поле сиенитов; 16 — поле грейзенов; 17 — поле аляскинтов; 18 — поле калиевых гранитов.

растворителя вплоть до низких температур. Воздействуя на ранее выделившиеся минералы, эти конечные фазы вызывают в них целый ряд превращений. Наиболее характерными из них в нашем случае являются следующие.

Альбитизация особенно широко развита в гранитах Орлиной Скалы. Она проявляется в виде образования узких венчиков альбита, окаймляющих с периферии зерна анортклаза, развивающегося в виде неправильных выделений на стыках зерен и, наконец, целиком замещающего кристаллы анортклаза. В условиях низкотемпературной обстановки, обилия воды и летучих, анортклаз становится неустойчивым и разлагается с выделением альбитовой молекулы. Он всегда здесь представлен микропертитом. То, что это явление особенно интенсивно развито в районе Орлиной Скалы, объясняется, возможно, тем, что этот выход представляет собой куполообразный выступ гранита в известняках, выступ, который, естественно, мог служить местом сосредоточения летучих компонентов, обусловивших такую сильную переработку гранитного материала (количество альбит-олигоклаза достигает 75,6%; табл. 6, образец 7).

Хлоритизация и обесцвечивание биотита. Этот процесс захватывает чешуйки биотита с периферии, иногда проникая по спайности вглубь кристалла. При этом центральная часть чешуйки

мутнеет, нередко появляются мелкие выделения сфена, рудных или эпидотовых минералов.

Окварцевание выражается в коррозии и замещении всех ранее выделившихся минералов кварцем. Последний, обладая неправильными, лапчатыми очертаниями зерен (фиг. 4), часто содержит массу жидких и газобразных включений, что говорит о его выделении из среды, богатой этими компонентами. В сильно окварцованных участках гранита содержание кварца достигает 90—100 % всего объема породы.

Эпидотизация выражается в образовании мелкозернистых агрегатов эпидотовых минералов, тяготеющих к разрушенным участкам биотита или пироксена и реже развивающихся по основному плагиоклазу. Часто встречается также замещение пироксена роговой обманкой, в свою очередь замещаемой биотитом. Частично эти процессы продолжались и после застывания гранитного массива и выразились в албитизации, карбонатизации и эпидотизации минералов гранита л о к а л ь н о в местах пересечения гранита скарновыми жилами и кварцевыми прожилками (фиг. 11—12).

4. Наиболее сильные изменения испытывает гранит в непосредственном контакте с известняками, где со стороны гранита проходит узкая каемка (1—3 см), состоящая сплошь из основного (№ 40—70) плагиоклаза. Хотя это явление и пользуется значительным развитием, однако оно не повсеместно, и в ряде случаев мы имеем в контакте со скарном породу, в которой анортотит резко преобладает над плагиоклазом.

5. Имеется целый ряд признаков, позволяющих утверждать происшедшую ассимиляцию известняков гранитной магмой и, как следствие этого, возникновение подобного разнообразия пород (участков контаминированного гранита):

а) Обычное преобладание плагиоклаза (40 %) над анортотитом (25 %), в то время как в центре массива имеет место обратное соотношение (31 и 34 %).

б) Увеличение основности плагиоклаза (основной массы приконтактового гранита) по сравнению с таковой плагиоклаза неизмененного гранита (№ 28—35 по сравнению с № 21—25 из центра массива).

в) Для зональных плагиоклазов приконтактового гранита характерна большая основность ядра (до № 73) по сравнению с ядрами зональных плагиоклазов из центра массива (до № 36).

Порядок зональности нормальный — от более основного ядра к более кислой периферии. Иногда наблюдается появление более основных промежуточных зон (фиг. 14).

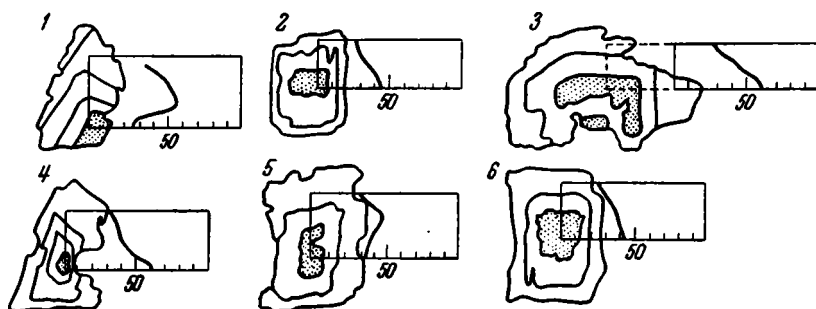
Если предположить, что зональные плагиоклазы являются выделениями не первично-магматическими, а образовались в результате замещения олигоклаза гранита более поздними растворами, богатыми CaO , то естественно было бы ожидать (по крайней мере, в некоторых случаях) образование плагиоклазов с обратной зональностью, чего в нашем случае не наблюдается.

г) Появление в некоторых участках, главным образом приконтактовых, основного плагиоклаза от № 40 до № 82. Отсутствие локальной приуроченности подобных плагиоклазов только к контакту, а также и первичная во всех случаях форма выделения основного плагиоклаза заставляют признать магматическое его происхождение. Ни в одном случае не наблюдалось замещения какого-либо минерала основным плагиоклазом.

д) Появление в граните бледнорозовых, хорошо ограненных кристалликов граната. Идиоморфизм граната еще не является доводом в пользу магматического его происхождения, так как при явлениях метаморфизма нередко образуются прекрасно ограненные кристаллы. Однако, принимая во внимание отсутствие замещения гранатом гранитных минералов,

отсутствие скелетных форм граната, столь характерных для некоторых участков «скарнированного» гранита, пятнистое (а не зональное) расположение участков гранита, обогащенных гранатом, его также можно считать за выделение магматическое.

е) Появление часто встречающихся в граните зерен бледнозеленого пироксена. Вопрос о природе пироксена более сложный, и мы здесь имеем дело по меньшей мере с двумя генерациями его. Первая из них представлена короткостолбчатыми выделениями и встречается в виде включений в кварце и анортоклазе. Кроме того, пироксен первой генерации в значительной мере затронут позднейшими процессами — по нему нередко развивается роговая обманка или биотит, местами он сильно карбонатизирован. Вторая генерация представлена обычно мелкозернистым агрегатом, тяготеющим к междузерновым промежуткам или проникающим по



Фиг. 14. Характер зональных плагиоклазов в приконтактовом граните.

трещинам в крупные выделения плагиоклаза. Если пироксен второй генерации и представляет собой образование более позднее, связанное со скарнообразованием, то пироксен первой генерации скорее всего выделение магматическое, обязанное своим образованием ассимиляции известняков гранитной магмой.

ж) Наконец, присутствие таких Са-содержащих минералов, как флюорит, апатит, эпидот и сфен, хотя и являющихся поздними по времени своего выделения, однако также указывающих на богатство остаточных растворов известью.

з) Сравнение данных химического анализа также указывает на имевшее место поглощение гранитной магмой значительных порций известняка, что выражается в ненормально высоком содержании окиси кальция (см. табл. 11). Минералогически, как было видно из вышесказанного, это выразилось в образовании основного плагиоклаза, граната и пироксена.

Все перечисленное указывает на значительное поглощение гранитной магмой известняка, приведшее к возникновению целого ряда особенностей, отличающих этот приконтактный гранит от обычного.

Естественно было бы задать вопрос: почему, несмотря на имевшую место ассимиляцию известняков, образовались породы типа плагиоклазитов, аляскитов, лейкократовых гранодиоритов, характерной чертой которых является незначительное в общем развитие темноцветных минералов или их полное отсутствие? Почему не образуются породы диоритового или габброидного типа, как это было описано А. Н. Заварицким для горы Магнитной, Б. М. Куплетским для гранитов Туркестанского хребта, Ш. А. Азизбековым для ряда гранитных интрузий Кавказа и Х. М. Абдуллаевым для гранитов Тянь-Шаня? А. Лакруа (Lacroix, 1898), описывая контакты гранита с известняками в Пиренеях, отмечает появление даже

Химический состав нормального и приконтактового гранита (в %)

Оксиды	Гранит из центра массива ¹		Гранит из контакта с известняками	
	1	2	1	2
SiO ₂	73,21	72,58	60,72	69,86
TiO ₂	0,30	0,35	Сл.	Нет.
Al ₂ O ₃	13,87	14,11	23,74	13,85
Fe ₂ O ₃	0,23	0,57	0,48	0,80
FeO	1,59	1,53	0,56	0,28
MnO	0,02	0,04	0,08	0,06
MgO	0,63	0,65	0,68	0,29
CaO	1,64	1,72	7,45	5,74
Na ₂ O	3,57	3,17	4,79	2,00
K ₂ O	4,20	4,37	1,20	3,94
P ₂ O ₅	0,11	0,11	—	—
B	0,03	0,03	—	—
F	0,06	0,06	—	—
П. п. пр.	0,51	0,49	—	—
H ₃ O ⁺	0,09	0,08	0,24	1,13
H ₃ O ⁻	—	—	0,08	0,45
CO ₂	0,02	0,02	Нет.	1,73
Сумма	100,09	99,88	100,02	100,13
Аналитики	М. Стукалова	М. Селютина	А. Разживина	

¹ Данные анализа заимствованы из работы Л. А. Варданянца.

таких основных пород, как роговообманковый норит и роговообманковый перидотит.

В качестве предположения можно высказать мысль, что подобный характер эндоконтактового изменения гранита зависел от незначительного содержания железа в первоначальной гранитной магме. В результате большая часть попавшей в магму окиси кальция связалась в молекулу основного плагиоклаза.

В пользу этого предположения говорят существенно-магнезиальный состав биотита, незначительный процент геденбергитовой молекулы в составе пироксена и андрадитовой — в составе граната, как встречающегося среди скарнов, так и присутствующего в качестве новообразования в граните.

Изменяясь сам, гранит изменял и известняки. Первым этапом такого изменения было чисто термальное воздействие гранита на известняки с превращением их в средне- и грубозернистые мраморы. Вторым этапом было образование скарнов, содержащих большое количество минералов, нехарактерных для известняка. Это метаморфизм с привносом вещества. И, наконец, третьим этапом, наиболее поздним и низкотемпературным, следует считать группу явлений, связанных с разрушением ранее образовавшихся минералов. Это карбонатизация пироксена, граната и волластонита.

Сопоставление скарновых минералов с несомненностью показывает, что в отличие от чистого, нескарнированного известняка мы имеем здесь привнос целого ряда элементов. Этот метаморфизм с привносом вещества достигает своего максимума в последние этапы формирования интрузии,

когда накапливаются огромные количества жидкости, газов и металлических элементов, не вошедших в состав уже закристаллизовавшейся главной массы массива. С этой точки зрения процесс скарнообразования является более поздним, по отношению к времени формирования гранита вообще, и поэтому неудивительно, что мы в контакте встречаем скарновые жилы, секущие гранит (фиг. 12).

Большинство авторов (Заварицкий, 1926; Ниггли, 1946) при объяснении способа привноса вещества из магмы проводят аналогию с фумарольными выделениями вулканов или эффузивных пород, т. е. считают привнос связанным с действием пневматолитического метаморфизма, при котором галоидные соединения играют значительную роль. Богатая летучими соединениями гранитная магма естественно наиболее сильно воздействует на карбонатные породы, причем происходит замещение Са соединениями Mg и Fe. Часть кальция при этих обменных реакциях может попасть в магму и вызвать ее изменение (Заварицкий, 1926).

В имеющейся довольно обширной литературе по контакту гранитов с известняками часто встречаются описания аналогичных явлений.

Так, П. П. Сушинский (1912), описывая контакты гранитов с известняками в юго-западной Финляндии, отмечает, что их гранитная часть, прилегающая к контакту, состоит главным образом из агрегата кварца и основного плагиоклаза, причем плагиоклаз является уже более основным и представлен лабрадором, а не альбит-олигоклазом. Указывается также на замещение в граните пироксена биотитом и на накопление большого количества зерен титанита. В известняке появляются типичные минералы — везувиан, гранат, диопсид, скаполит, образование которых автор связывает с привносом вещества из магмы.

А. С. Гинзберг (1911), П. Ожегов (1899), И. П. Толмачев (1935), описывая контакты бердяшского гранита (Урал) с известняками, отмечают появление в приконтактном граните граната, авгита и флюорита.

А. Боржа (Borgeat, 1909) объясняет появление граната в жильной породе из Пьедра Каргата кристаллизацией граната из магмы (однако сильное развитие имеет и метасоматическая гранатизация гранодиорита). Остановливаясь в заключение на характере изменения в контакте гранодиорита с известняком, А. Боржа указывает, что контактные изменения происходили при значительном перемещении вещества как со стороны осадочных слоев в магму, так и из последней в известняки. Поглощение вещества сводилось главным образом к поглощению известняка. Последнее происходило благодаря резорбции в еще жидкой магме и благодаря диффузионному переносу в совсем или частично остывших породах. Растворение известняка жидкой магмой привело к появлению граната и диопсида.

Седерхольм (Sederholm, 1893) отличает древние серые граниты от более молодых постботнических на основании присутствия в последних граната. Эту особенность он объясняет палингенным происхождением более молодых гранитов.

Д. С. Коржинский (1947), описывая граниты, инъецирующие осадочную толщу архей Прибайкалья (в состав которой входят известняки), отмечает, что «избыток кальция, получающийся при ассимиляции, осаждают глинозем магмы в виде плагиоклаза, оставляя избыток калия, дающего начало щелочным гранитам и пегматитам».

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-западной части Малого Кавказа. Баку, Изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1947.
Абдуллаев Х. М. Влияние состава вмещающих пород на формирование постмагматических месторождений. Юбил. сб. «25 лет Узбекистана». Ташкент, изд. Акад. наук Узб. ССР, 1950.

- Герасимов А. П. Тешениты с р. Иоры. Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 29, 1931.
- Гинзберг А. С. Об уральском раппаквиобразном граните. Изв. СПб. политехн. инст., 1911, 15.
- Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Л., Научн. хим.-техн. изд., 1926.
- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 29, петр. сер., № 10.
- Ниггли П. Мagma и ее продукты. М., Госгеолиздат, 1946.
- Ожегов П. Контакт гранита с известняками около ст. Бердяуш Самаро-Златоустовской ж. д. Тр. Общ. естествоисп. Казанск. унив., 1899, прилож. к протокол., № 175.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Геолого-петрографический очерк западного побережья Малого моря (Западное Прибайкалье). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 9. Очерки по геол. Сибири, № 7, М., Изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Сушинский П. П. Материалы по изучению контактов глубинных горных пород с известняками в юго-западной Финляндии. СПб., 1912.
- Толмачев И. П. Уральский раппакви и его контакт со среднедевонским известняком. Зап. Мин. общ., 1935, ч. 35.
- Borgeat A. Der Granodiorit von Concepcion del Oro im Staate Zacatecas (Mexico) und seine Kontaktbildungen. N. Jb., 1909, 28.
- Escola P. On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. Econ. Geol., 1922, 30, № 4.
- Lacroix A. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Bull. Serv. Carte. Géol. France, 1898, 10, № 64.
- Sederholm J. Om bärggrunden i södra Finland. Fennia, 1893, 8, № 3.
-

М. А. ФАВОРСКАЯ

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ КОНТАМИНАЦИИ И МЕТАСОМАТОЗА В ОБРАЗОВАНИИ ТРЕТИЧНЫХ ИНТРУЗИЙ МОНЦОНИТОВОГО ТИПА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ВВЕДЕНИЕ

Основные и средние интрузии неравновесного состава принадлежат к числу тех объектов, которые позволяют исследователям ставить и в ряде случаев разрешать наиболее спорные и актуальные вопросы современной петрографии: о контаминации магматического очага вмещающими как изверженными, так и осадочными породами и о роли метасоматоза в образовании интрузивных пород. Неудивительно, что различным по генезису интрузиям неравновесного состава за последние 20 лет посвящена обширная литература.

Однако, несмотря на обилие подобных работ, только в немногих из них приводятся достаточно убедительные критерии для установления того или иного происхождения интрузий.

Какие признаки свидетельствуют о том, что неравновесный состав интрузий является результатом контаминации, а не застывания незагрязненного расплава в гипабиссальных условиях?

Как распознать — осадочное, эффузивное или интрузивное происхождение имеют переработанные магмой ксенолиты? Как уловить признаки метасоматоза в полностью переработанных породах?

Различные исследователи по-разному и далеко не всегда достаточно обоснованно разрешают эти вопросы.

Значительный интерес представляет работа Гроута (Grout, 1937), содержащая обзор всех приводимых в литературе критериев происхождения включений в изверженных породах и способов распознавания сегрегаций от ксенолитов. Однако в заключении к своей статье автор приходит к довольно пессимистическим выводам: большинство из предложенных критериев ненадежны; доказательств сегрегации на месте почти нет, если не считать некоторых видов гломеропорфировой и сферолитовой структур; полная переработка осадочного включения не позволяет отличить его по составу от изверженного.

В более поздних работах советских и зарубежных петрографов ряду авторов удавалось, несмотря на это, в отдельных частных случаях с достаточной убедительностью устанавливать способы происхождения основных и средних интрузий неравновесного состава, в большинстве своем связанных с процессами контаминации. Большинство авторов этих работ имело,

однако, счастливую возможность привлекать в качестве главных своих доказательств чисто геологические факты.

Тот материал, которым располагали мы по верхнемеловым и кайнозойским интрузиям рассматриваемого типа на Дальнем Востоке, ставит для убедительного разрешения задачи о процессах их образования значительные трудности и заставляет проявить особую осторожность в выводах. Совершенно тождественные по составу интрузии встречаются здесь в различных геологических условиях и среди различных вмещающих пород. Характер слабо измененных ксенолитов в интрузиях в большинстве случаев не соответствует характеру вмещающих пород, что заставляет предполагать вынос магмой ксенолитов из более глубоких участков. Гораздо чаще, однако, встречаются ксенолиты полностью переработанные, происхождение которых остается неясным. И все же совокупность полученных в результате исследования фактов позволяет притти к отдаленным несомненным выводам, имеющим некоторое общее значение.

МОЛОДЫЕ ИНТРУЗИИ МОНЦОНИТОВОГО РЯДА

Молодые интрузии основного и среднего состава пользуются в некоторых районах Дальнего Востока значительным распространением. Они представлены или небольшими телами, не превышающими 1—3 км в поперечнике, или ассоциируют с более молодыми и более крупными гранитными массивами, занимающими по площади до 300 кв. км.

Из табл. 1, в которой приведен количественно-минералогический состав некоторых пород района исследований, видно, что основные интрузии в большинстве случаев характеризуются необычно высоким содержанием кварца и присутствием микроклина и биотита, существующими иногда совместно с основным лабрадором и ромбическим пироксеном.

При рассмотрении способов происхождения описываемых основных интрузий и, в частности, причин их аномального состава могут быть, очевидно, высказаны два предположения:

1) Неравновесный состав и структурные особенности исследованных основных интрузий являются результатом непосредственной кристаллизации основной магмы в гипабиссальных условиях.

2) Своеобразный характер этих интрузий обусловлен последующим воздействием на них кислой магмы.

В последнем случае следует допустить два возможных варианта:

а) воздействие кислой интрузии выразилось в метасоматическом замещении твердой основной породы относительно низкотемпературными кислыми растворами;

б) кислая магма частично переплавляла основную породу, после чего произошла кристаллизация этого нового расплава.

Наконец, если факт воздействия кислой магмы будет доказан, возникнет еще один вопрос: что перерабатывалось, покровные ли порфиристы, как это предполагал изучавший ранее эти породы Я. Д. Готман, или более древние, чем граниты, основные интрузии? В первом случае, таким образом, ставится под сомнение само существование основной интрузивной фазы в верхнем мелу и кайнозое.

Предположение о том, что основные породы могли здесь образоваться в результате поглощения гранитной магмой осадочных пород, мы можем заранее исключить, так как в геологическом разрезе интересующих нас районов осадочные образования представлены только аркозовыми песчаниками и глинистыми и кремнистыми сланцами, и взаимодействие кислой магмы с этими породами не могло, очевидно, привести к образованию интрузий монцонитового типа.

Количественно-минералогический состав

Породы и № обр.	Граниты интрузивного комплекса			Кварцевые габбро и кварцевые монцититы интрузивного комплекса					
	71/45	67a/45	123/45	124/45	128/45	138/45	135/45	133/45	129/45
Минералы									
Кварц { Вкрапл.	4,4	29,1	21,5	15,2	21,4	15,3	21,3	17,3	—
Осн. масса	30,9								
Микроклин { Вкрапл.	8,1	53,3	11,8	5,5	7,4	6,3	2,8	7,7	—
Осн. масса	32,4								
Альбит { Вкрапл.	11,5	12,3	4,2	—	—	—	—	—	—
Осн. масса	7,0								
Агрегат альбита и кварца	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Олигоклаз № 20	—	—	55,3	47,0	—	—	—	35,1	—
Андезин № 30	—	—	—	—	33,5	—	—	—	—
Андезин № 35 — 43	—	—	—	—	—	55,2	46,5	—	—
Андезин № 40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Андезин № 45	—	—	—	—	18,1	—	—	14,0	26,2
									осн. масса
Андезин № 40 — 50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лабрадор № 50	—	—	—	21,0	—	—	—	—	—
Лабрадор № 53	—	—	—	—	—	—	—	—	32,8
									вкрапл.
Лабрадор № 50—60	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Биотит	5,5	4,6	5,6	3,4	8,5	6,6	10,2	9,3	17,4
Амфибол	—	—	0,2	7,8	9,9	12,5	16,6	15,0	5,8
									осн. масса
									2,5
									вкрапл.
Пироксен	—	—	—	—	0,8	0,5	1,3	0,7	1,1
									вкрапл.
Эпидот и хлорит	—	—	—	—	—	1,9	—	—	—
Серпидит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	1,3	0,1	0,4	1,7	0,9	0,9	0,4
Акцессорные	0,2	0,7	—	—	—	—	0,4	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Обр. 71/45 — гранит из центра интрузивного комплекса у основания обнажения

Обр. 67a/45 — гранит из контакта с порфиритами на высоте 200 м над основанием обнажения (контакт горизонтальный)

Обр. 123/45 — гранит из контакта с кварцевым монцититом на высоте 200 м над основанием обнажения (контакт крутопадающий)

Обр. 124/45 — габбро-монцитит из контакта с гранитом на высоте 200 м над основанием обнажения

Обр. 128/45 — кварцевый монцитит на расстоянии 150 м от контакта с гранитом у основания обнажения

Обр. 138/45 — кварцевый монцитит на расстоянии 650 м от контакта с гранитом у основания обнажения

Обр. 135/45 — кварцевый монцитит на расстоянии 1500 м от контакта с гранитом у основания обнажения

исследованных пород (в объемных %)

Кварцевые габбро-нориты и кварцевые монцониты изолированных малых интрузий и контактно-измененные породы								
2055/49	2066/49	2062/49	2057/49	120/44	118/44	136/44	134/44	119/44
5,1	0,9	10,9	14,1	19,7	24,7	16,9	20,2	23,2
—	1,2	8,6	17,7	5,0	16,1	14,0	17,8	16,9
—	—	—	—	19,4	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	55,6
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	14,0	16,1	29,2	—	—
60,7	70,2	—	—	—	—	—	19,2	—
—	—	53,5	—	—	—	—	—	—
—	10,3	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	28,0	24,5	27,0	27,9	—
—	—	—	54,1	—	—	—	—	—
2,5	1,4	—	6,9	12,7	3,2	4,5	6,2	—
21,5	—	14,0	—	—	—	1,9	7,2	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,0	14,2	1,1	4,1	—	—	—	—	—
8,2	—	10,2	0,6	—	—	5,9	1,5	4,3
—	—	—	—	—	11,2	—	—	—
—	—	—	—	—	3,2	—	—	—
1,0	1,8	1,8	2,3	1,2	1,0	0,6	—	—
—	—	0,3	0,2	—	—	—	—	—
100	100	100	100	100	100	100	100	100

Обр. 133/45 — кварцевый монцонит на расстоянии 1500 м от контакта с гранитом на высоте 400 м над основанием обнажения

Обр. 129/45 — ксенолит кварцевого габбро-монцонита в кварцевом монцоните

Обр. 2055/49 — кварцевый габбро-норит на расстоянии 2 м от контакта с туфами кварцевых порфиров

Обр. 2066/49 — габбро-порфирит из контакта с порфиритами

Обр. 2062/49 — кварцевый габбро-норит из центра интрузии

Обр. 2057/49 — кварцевый габбро-монцонит из контакта с туфами

Обр. 120/44 — кварцевый монцонит из центра интрузии

Обр. 118/44 — кварцевый монцонит из контакта интрузии и песчаников

Обр. 136/44 — кварцевый монцонит из центра интрузии

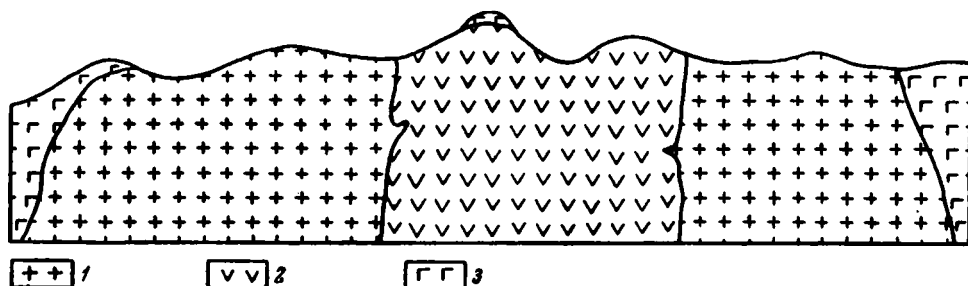
Обр. 134/44 — кварцевый монцонит из контакта интрузии с песчаниками

Обр. 119/44 — песчаник из контакта с интрузией монцонита

Как показало изучение шлифов, состав изолированных малых интрузий мондонитового ряда аналогичен составу основных членов крупных интрузивных комплексов. На примере этих последних удалось установить результаты воздействия гранитной магмы на вмещающие эффузивы и на более древние основные интрузии.

Приведя описание этих явлений, мы в дальнейшем используем полученные выводы при разрешении вопроса о генезисе изолированных основных и средних интрузий.

Одним из объектов нашего изучения был сложный интрузивный комплекс, прослеженный в сплошных обнажениях на протяжении 30 км. Основная интрузия занимает центральную часть комплекса, краевые части которого сложены гранитами, рассечена дайками гранитов и имеет в диаметре около 6 км (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематический профиль интрузивного комплекса:

1 — гранит; 2 — кварцевое габбро; 3 — вмещающие эффузивы.

Вмещающими породами гранитов являются верхнемеловые кислые эффузивы и порфириты, образующие здесь крупную антиклинальную складку с пологим падением крыльев на запад и на восток.

В пределах основной интрузии участок кровли, сложенный измененными кислыми эффузивами, встречен на высоте около 500 м над основанием обнажения.

На протяжении около 5 км от контактов с эффузивами в гранитах наблюдаются участки, обогащенные крупными, достигающими 1 м в поперечнике, ксенолитами меланократовой, ороговикованной породы. Участки с ксенолитами имеют в разрезе форму куполов и приурочены к основанию обнажений, достигая в высоту 20—50 м при протяженности до 1 км. Ксенолиты, обладающие плоской формой, имеют у юго-западного контакта элементы залегания, совпадающие с таковыми вмещающих эффузивов. Граниты представлены лейкократовыми порфировидными разностями с преобладающей микропегматитовой структурой, которая в центральной части, примыкающей к основной интрузии, переходит в гипидиоморфно-зернистую.

Остановимся подробнее на контактах гранитов с вмещающими эффузивами, в частности на особенно хорошо обнаженном юго-западном контакте. Эффузивы на этом участке представлены туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров и залегающими на них порфиритами верхнемелового возраста.

У основания обнажения плоскость контакта имеет азимут падения $115^\circ \angle 85^\circ$, на высоте 2 м и выше — азимут падения $245^\circ \angle 72^\circ$ и на высоте 200 м над основанием обнажения — азимут падения $272^\circ \angle 7^\circ$.

У пологого контакта гранитов и порфиритов оставили свой след три последовательно развивавшихся метасоматических процесса: а) обогащение контактовой зоны калием, в результате чего в эндоконтакте

Химические анализы исследованных пород (в %)

№ обр.	71/45	67а/45	138/45	128/45	2067/49	Примечание
Окислы						
SiO ₂	76,08	77,34	61,12	59,90	55,47	Обр. 71/45 — гранит из центра интрузивного комплекса у основания обнажения
TiO ₂	0,10	0,09	0,49	0,53	0,90	Обр. 67а/45 — гранит из контакта с порфиритами на высоте 200 м над основанием обнажения (контакт горизонтальный)
Al ₂ O ₃	13,60	13,05	15,47	15,16	19,71	
Fe ₂ O ₃	0,22	0,33	1,89	2,42	2,77	
FeO	1,08	0,72	3,93	4,22	4,43	Обр. 138/45—кварцевый монцонит на расстоянии 650 м от контакта с гранитом у основания обнажения
MnO	0,08	0,06	0,09	0,09	0,21	
MgO	1,02	0,36	4,12	4,62	2,82	Обр. 128/45—кварцевый монцонит на расстоянии 150 м от контакта с гранитом у основания обнажения
CaO	2,10	1,04	6,43	6,45	7,26	
Na ₂ O	2,24	2,39	3,03	2,70	3,54	Обр. 2067/49 — кварцевый габбро-норит из центра интрузии
K ₂ O	3,09	4,53	1,81	1,84	1,89	
H ₂ O—	0,40	0,22	0,21	0,10	0,46	
H ₂ O+	0,32	0,22	0,98	—	0,99	
П. п. прок.	0,08	0,00	0,24	1,44	—	
BaO	0,03	0,06	0,00	—	Сл.	
P ₂ O ₅	Сл.	Нет	—	0,12	—	
Сумма	100,44	100,41	99,81	99,59	100,45	

гранита образовалось повышенное количество калиевого полевого шпата, а в экзоконтакте — вторичный биотит в порфирите, б) альбитизация пород экзо- и эндоконтакта, в) окварцевание, которое, в частности, привело к образованию в граните структур, напоминающих микропегматитовые. Обогащение эндоконтактной зоны калием иллюстрируется количественно-минералогическими подсчетами (табл. 1, образцы 71/45 и 67а/45) и химическими анализами (табл. 2, образцы 71/45 и 67а/45).

Там, где полого налегающая на граниты кровля на высоте 200 м над основанием обнажения представлена туфами кварцевых порфиров, наблюдается следующая картина. На расстоянии 150 м от контакта с гранитами туф содержит обломки кварца из вкрапленников, обломки калиевого полевого шпата — пертита и обломки альбита (местами шахматного). Обломки пород представлены псевдоморфозами вторичного биотита по стеклу. Цемент имеет роговиковую структуру и сложен мелкими (0,01 мм) зернышками альбита и кварца, скоплениями вторичного биотита и сферолитами ближе не определимого полевого шпата. Из аксессуарных минералов в небольшом количестве присутствуют рудный минерал и апатит.

В туфе кварцевого порфира на расстоянии 40 м от контакта с интрузией ороговикованный цемент более крупнозернист (0,05 мм) и зерна калиевого полевого шпата в его составе имеют зазубренные края.

В туфе кварцевого порфира из непосредственного контакта с гранитом, при том же минералогическом составе, что и в предыдущих образцах, зерна щелочных полевых шпатов и кварца в цементе достигают в диаметре 0,1 мм. Количество калиевого полевого шпата несколько увеличивается по мере приближения к контакту. Количество вторичного биотита и аксессуарных минералов остается неизменным.

Граниты на контакте с туфами кварцевых порфиров содержат повышенное, по сравнению с нормальной их разностью, количество калиевого полевого шпата — пертита и шахматного альбита. В породе ясно различимы следы альбитизации и вторичного окварцевания.

У основания обнажения на участке крутопадающего юго-западного контакта вмещающие породы представлены вулканической брекчией, содержащей угловатые и неотсортированные обломки размером до 1 м

в диаметре. На расстоянии 130 м от контакта с гранитом туфобрекчия метаморфизована относительно слабо. Она состоит из большого количества обломков порфирита, обломков основного плагиоклаза и кварца и в подчиненном количестве содержит обломки базокварцевого альбитофира и калиевого полевого шпата — пертита.

Обломки порфирита содержат вкрапленники зонального плагиоклаза с лабрадором в центре и буровато-зеленой роговой обманки, почти не измененной или незначительно хлоритизированной. Основная масса в порфирите имеет микролитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза, небольшого количества хлорита и единичных чешуек вторичного биотита. Обломки кварцевого альбитофира в вулканической брекчии слабо ороговикованы и местами обладают структурой, близкой к микрогранитной. Характерно присутствие в них апатита и крупных зерен сфена и магнетита.

Цемент вулканической брекчии сложен роговиковым агрегатом кварца и альбита и содержит в небольшом количестве вторичный биотит и хлорит.

По мере приближения к контакту с гранитами метаморфизм вмещающих пород увеличивается. На расстоянии 50 м от контакта в обломках порфирита в изобилии появляется вторичный биотит, наравне с актинолитом замещающий вкрапленники роговой обманки и развивающийся по стеклу. Вторичный биотит появляется также в цементе вулканической брекчии, ассоциируя в некоторых случаях с турмалином. По мере приближения к контакту с гранитами увеличивается размер зерен альбита и кварца в роговиковом цементе, усиливается альбитизация плагиоклазов, появляется кальцит, увеличивается количество акцессорных минералов: сфена, магнетита и апатита.

В непосредственном контакте с интрузией вмещающая порода изменена до полной неузнаваемости. Она содержит крупные кристаллы альбита, из которых значительная часть имеет шахматное строение. Кварц корродирует альбит, заключая его в виде островков. Крупные кристаллы роговой обманки замещены хлоритом, биотитом и кальцитом. Темноцветные располагаются кучно и ассоциируют с магнетитом, и апатитом. В породе в значительном количестве появляется турмалин. Полевые шпаты каолинизированы.

Образцы гранита, взятые на расстоянии 30 м и на расстоянии 1 м от крутого контакта с эффузивами, существенных отличий не обнаруживают. Гранит лейкократовый, порфировидный. Вкрапленники представлены кристаллами альбита, иногда расположенными кучно. Основная масса состоит из микропегматита, сложенного калиевым полевым шпатом — пертитом и кварцем.

Темноцветные минералы представлены в небольшом количестве хлоритизированным биотитом, местами образующим сростки с турмалином. В породе много магнетита и сфена. В непосредственном контакте с туфобрекчией калиевый полевой шпат в микропегматите значительно замещен шахматным альбитом.

Таким образом, сопоставляя метаморфические процессы, происходящие на высоте 200 м над основанием обнажения у пологого контакта гранитов с эффузивами, с метаморфизмом у крутых контактов внизу, можно отметить следующее.

а) Процессы альбитизации и окварцевания одинаково характерны для обоих типов контактов, но во втором случае они развиваются преимущественно в зоне экзоконтакта, проникая в нее на расстояние не свыше 100 м.

б) В нижнем крутом контакте наблюдается обогащение как экзо-, так и эндоконтактной зоны турмалином и акцессорными минералами: апатитом, магнетитом, сфеном. В верхнем контакте турмалин отсутствует.

в) Обогащение эндоконтактной зоны гранита калием наблюдается исключительно у пологих контактов с эффузивами и отсутствует у крутопадающего контакта в нижней части обнажения. Поступление калия в зону эзоконтакта в равной мере характерно для обоих описываемых случаев.

Следует отметить также, что обогащение эндоконтакта гранитных интрузий калием является, повидимому, характерным для гипабиссальных условий формирования. Подобное же обогащение наблюдалось нами ранее в гипабиссальных интрузиях сиенит-диоритового состава в Верхней Сванетии (Фаворская, 1947).

Ксенолиты гибридной породы, о которых упоминалось выше, в наименее измененных разностях представлены породой, близкой по составу и строению к порфирирам, метаморфизованным у полого залегающего контакта. Такие ксенолиты резко отграничиваются от вмещающей породы и были установлены только в одном пункте в центре гранитного массива. Ксенолиты, сопровождающие приконтактную зону интрузии на юго-западе, слагаются породой, измененной настолько, что первоначальный ее характер с достоверностью установлен быть не может. Все же сходство по составу некоторых ксенолитов с наиболее измененными в контакте разностями позволяет предполагать, что обломки именно этих пород подверглись здесь переработке кислой магмой.

Эта переработка носила характер замещения на месте слоистой эффузивной толщи, как об этом свидетельствует согласное залегание ксенолитов и вмещающих эффузивов, а расположение ксенолитов исключительно у основания обнажений заставляет предполагать, что замещению подвергались эффузивы, подстилающие лакколитообразное гранитное тело. Изменения ксенолитов обусловлены процессами биотитизации, альбитизации и окварцевания.

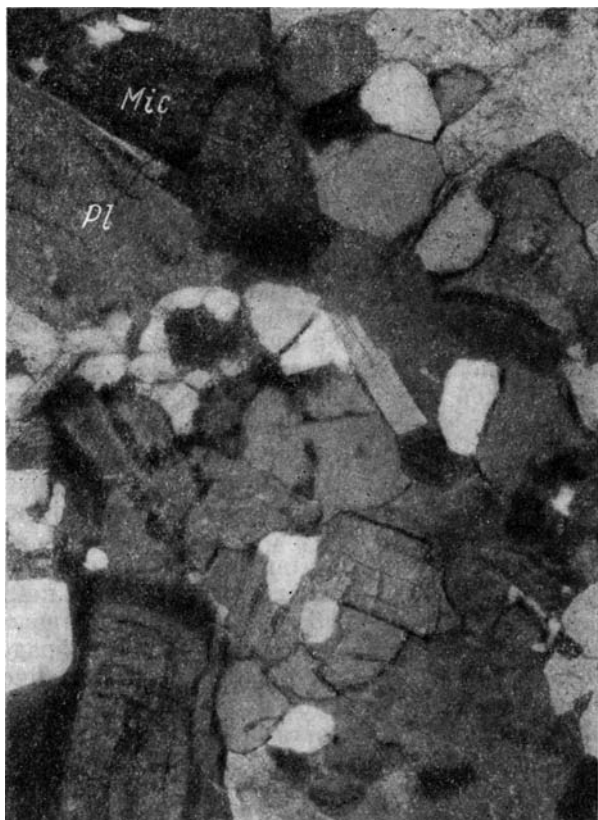
Перейдем теперь к описанию контакта гранитов с основной интрузией, расположенной в центре описываемого интрузивного комплекса. Наименее измененные разности могут быть названы кварцевым габбро. Это темносерые среднезернистые породы, состоящие из лабрадора № 60, иногда зонального, авгита, зеленой роговой обманки, актинолита, биотита, калиевого полевого шпата и кварца. Кристаллы лабрадора местами резорбированы более кислыми разностями. В ядре таких новообразований довольно обычны включения мелких, различно ориентированных зернышек пироксена. Роговая обманка частично развивается по пироксену, но образует также и самостоятельные кристаллы. Биотит (реже актинолит) развивается по пироксену и амфиболу. Калиевый полевой шпат местами содержит микропегматитовые вроски кварца. Кварц корродирует прочие минералы. С темноцветными минералами ассоциируют титанит, рудный минерал и апатит. Изменение минералогического состава по направлению от контакта с гранитами к центру основной интрузии изображено в табл. 1. Из анализа этой таблицы видно, что, в отличие от описанного ранее горизонтального контакта гранитов и порфиритов, у вертикального контакта гранитов с основной интрузией концентрации калия не наблюдается. Напротив, гранит на контакте значительно беднее микроклином, чем гранит из центра интрузии (образцы 123/45 и 71/45). В составе кварцевого монцонита количество микроклина остается примерно постоянным на протяжении 1,5 км от контакта с гранитами, колеблясь от 3 до 8% (образцы 128/45, 138/45, 135/45, 133/45). Количество микроклина заметно не изменяется также и с глубиной.

Подобные же закономерности наблюдаются и в распределении кварца.

Количество темноцветных минералов постепенно возрастает по направлению от контакта интрузии к ее центру, причем амфибол везде преобладает над биотитом. Интересно поведение плагиоклазов. Если на высоте 200—400 м над уровнем моря они представлены двумя резко различными

по составу разностями: олигоклазом № 20 и лабрадором № 50, причем первый из них резорбирует второй, то у основания обнажения состав плагиоклазов как бы нивелируется, и господствующей разностью становится андезин от № 35 до № 45, состав которого не зависит от расстояния до контакта с гранитами.

Альбитизация плагиоклазов и калиевого полевого шпата отсутствует.



Фиг. 2. Ксеноморфные выделения микроклина:

Mic — микроклин; *Pl* — плагиоклаз. Николи скрещены, увел. 44.

Приведенные в табл. 2 химические анализы образцов 128/45 и 138/45 кварцевого монцонита, взятых на расстоянии 150 и 650 м от контакта с гранитами, также позволяют видеть, что количество кремнекислоты и щелочей остается неизменным при переходе от периферии к центру массива.

Приведенные факты указывают на то, что степень изменения основных пород не зависит от их большей или меньшей близости к контакту с гранитами. Очевидно, что если бы эти изменения были вызваны непосредственным воздействием гранитов, они должны были бы отличаться наибольшей интенсивностью в зоне контакта.

Микроструктурные особенности кварцевых монцонитов не обнаруживают следов метасоматического процесса. Это в первую очередь относится к формам выделения микроклина (фиг. 2), выполняющего промежутки между кристаллами плагиоклазов и амфиболов и нигде не замещающего другие минералы. О процессах переплавления свидетельствуют также

резорбированные кристаллы лабрадора (фиг. 3) и присутствие округлых (оплавленных?) включений авгита в лабрадоре (фиг. 4). Вместе с тем, целый ряд структурных особенностей кварцевого монцонита не позволяет считать его образовавшимся в результате прямой кристаллизации основного расплава в неравновесных гипабиссальных условиях.



Фиг. 3. Лабрадор, резорбированный олигоклазом.
Никели скрещены, увел. 35.

Структурные признаки пород, образовавшихся в результате ассимиляции кислой магмой основных пород, были подробно рассмотрены А. Н. Заварицким (1937) в его работе «Петрография Бердяшского плутона». Из подобных признаков для рассматриваемых здесь пород чрезвычайно характерны сетчатые прорастания минералов (например, прорастания амфибола кварцем) и явления резорбции основных плагиоклазов более кислыми разностями.

Характерно также, что в основных разностях этих пород офитовая структура встречается только в виде исключения в участках, представляющих собой ксенолиты неизмененных габбро.

Единственным не вызывающим противоречий объяснением происхождения кварцевых монцонитов и кварцевых габбро на этом участке является следующее.

Кислая магма внедрилась на известной глубине в уже застывшую основную интрузию и смешалась с ней, образовав полужидкую массу, переполненную реликтовыми минералами основного состава и обломками основной породы. К числу таких реликтов относятся лабрадор, авгит

и амфибол. Ксенолиты основной породы сохранили следы офитовой структуры (фиг. 5).

Элементы кислой магмы в кварцевом монцоните представлены кварцем, микроклином и олигоклазом.

Смешение основного материала и кислой магмы сопровождалось отщеплением остаточного кислого расплава и образованием тех лейкократ-



Фиг. 4. Включения авгита (Py) в лабрадоре (Pl).
Николи скрещены, увел. 44.

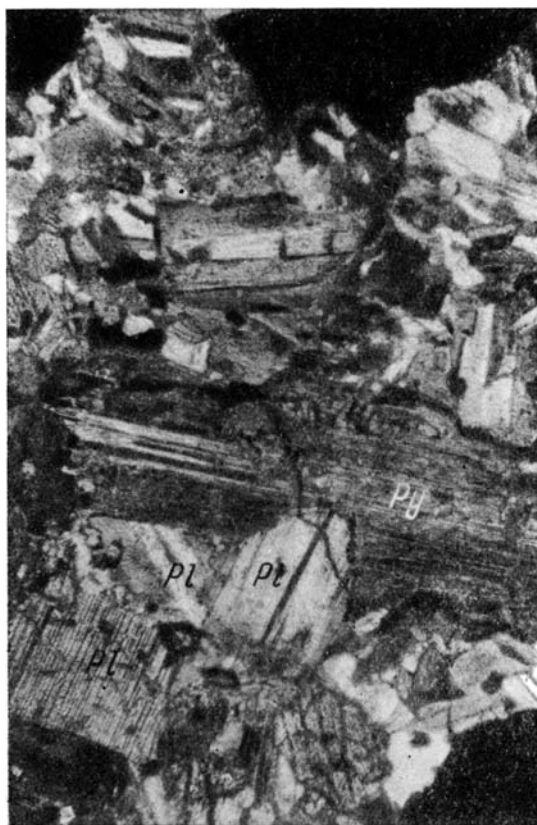
товых гранитов, дайки которых внедряются в кварцевые монцониты на контакте. Внедрение даек происходило, повидимому, в не вполне застывшую полужидкую массу, о чем свидетельствуют извилистые и округлые их контуры (фиг. 6).

Интересно напомнить, что в приконтактовой зоне кварцевых монцонитов минералогический состав указывает на наличие механических примесей основного состава в застывшей кислой магме, в то время как в центральной зоне переплавление и химические реакции между кислой магмой и ксенолитами зашли довольно далеко.

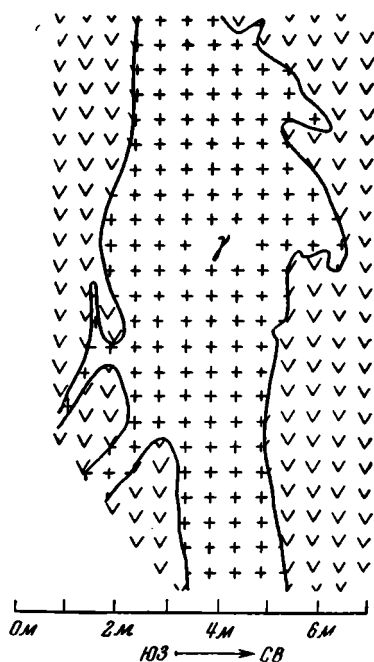
Это обстоятельство подтверждает существование на известной стадии процесса регенерированного основного расплава и объясняется, повидимому, тем, что этот последний дольше сохранял полужидкое состояние в центральной части массива, чем в его апикальной части, вблизи от налегающей кровли.

В связи с этим реакции обмена между реликтовыми минералами основной породы и кислым расплавом протекали в центральной части полнее, чем в приконтактных участках, и вели в первом случае к некоторому выравниванию неравновесного состава.

При рассмотрении структурных признаков переплавления обращают на себя внимание включения пироксена в плагиоклазе. Они имеют оваль-



Фиг. 5. Офитовая структура в ксенолитах: *Py* — пироксен; *Pl* — плагиоклаз. Никели скрещены, увел. 35.

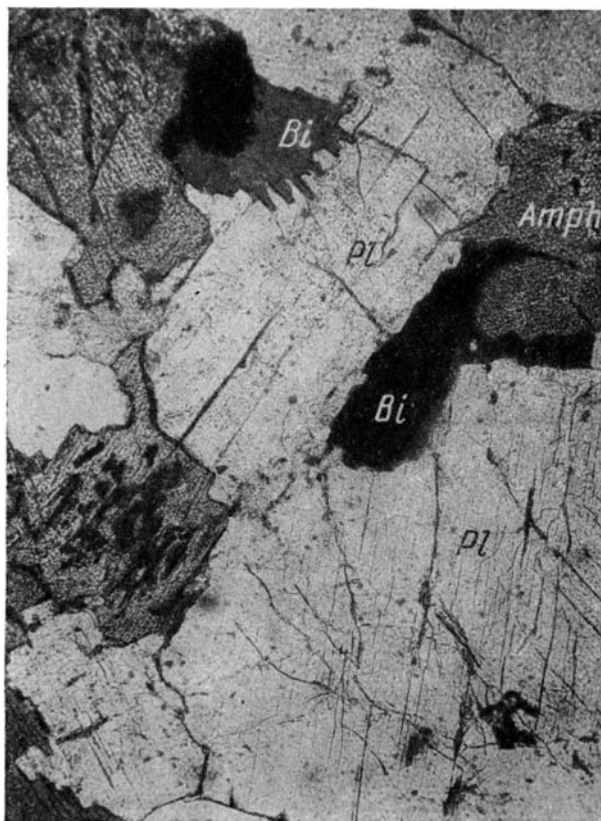


Фиг. 6. Дайка гранита γ в кварцевом габбро-монцитите.

ную форму и не превышают в диаметре 0,1—0,2 мм. Образование их не могло произойти путем замещения плагиоклазом зерна авгита, так как скопления подобных включений всегда различно ориентированы. Происхождение их не может быть также объяснено более ранней, по сравнению с плагиоклазом, кристаллизацией пироксена, так как последний нигде не достигает идиоморфного развития, не говоря уже о том, что общее направление кристаллизации свидетельствует о накоплении железа и магния в расплаве, а не о выпадении его в первую стадию процесса (см. фиг. 7 — замещение амфиболом и биотитом плагиоклаза). Все сказанное приводит к заключению, что описанные зерна авгита представляют собой остатки не до конца растворенных минералов, входивших в состав первоначальной основной породы.

Хотя, как это уже было отмечено, метасоматические процессы играли в описанных контактах в целом незначительную роль, все же в ряде случаев могут быть отмечены следы интенсивного окварцевания. На одном

участке в гранитной дайке, секущей кварцевый монцонит, была отмечена десилификация, причем гранит дайки был превращен в породу, близкую к сиениту. Окварцевание кварцевого монцонита приводило к вытеснению железисто-магнезиальных компонентов. Таким образом, наряду с темно-цветными минералами магматической стадии кристаллизации, появлялись постмагматические амфибол и биотит, заполнявшие трещинки в плагиоклазе (фиг. 8) и в микропегматите (фиг. 9).



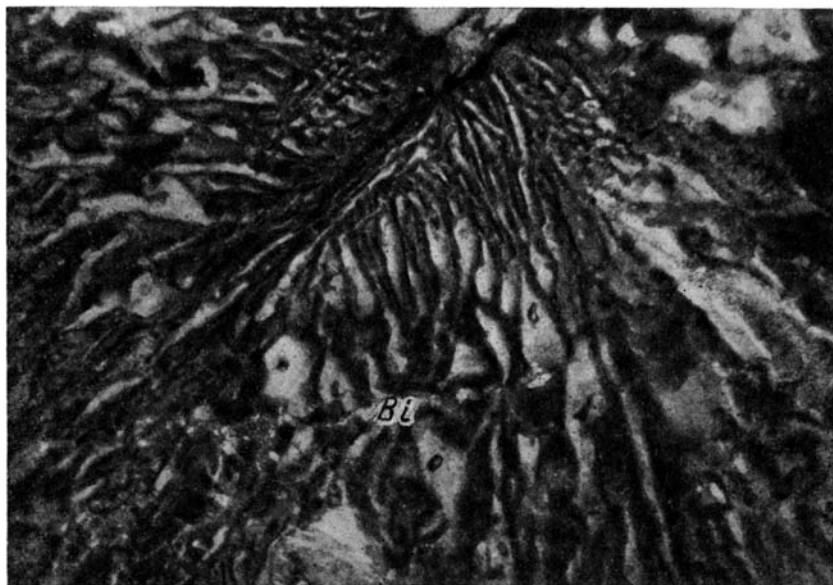
Фиг. 7. Замещение амфиболом (*Amph*) и биотитом (*Bi*) плагиоклаза (*Pl*) без анализатора, увел. 44.

Рассмотрим теперь представителей небольших изолированных интрузий габбро-монцонитового и монцонитового состава. Вмещающими породами для одной из них, площадью 0,5 кв. км, служат кварцевые порфиры и их туфы и порфириты мелового возраста. Непосредственные контакты интрузий с вмещающими породами на протяжении 2—3 м задернованы и установить их направление и форму интрузии не представляется возможным. Интрузия сложена по преимуществу кварцевым габбро-норитом. Отдельные глыбы этой породы пересечены прожилками гранит-аплита мощностью около 1 см.

При изучении петрографического состава удалось установить характерные его изменения от центра интрузии по направлению к ее контактам. Порода центральной части состоит из кристаллов зонального плагиоклаза с лабрадором № 50 в ядре. Отдельные кристаллы лабрадора резорбированы более кислой разностью плагиоклаза. Реже встречаются незональ-



Фиг. 8. Прожилки амфибола (*Amph*) в плагиоклазе (*Pl*).
Николи скрещены, увел. 78.



Фиг. 9. Прожилки биотита (*Bi*) в микропегматите.
Николи скрещены, увел. 78.

ные андезины. Кристаллы авгита почти полностью замещены актинолитом, хлоритом, эпидотом и сфеном. Очень редко встречаются зерна ромбического пироксена, в большинстве случаев замещенного агрегатом мелких зерен авгита. Плагииоклазы значительно альбитизированы. В интерстициях между ними и темноцветными минералами присутствуют крупные зерна кварца и немного калиевого полевого шпата. Зерна магнетита ассоциируют с темноцветными минералами. Из аксессуарных минералов в большом количестве также присутствует апатит и в подчиненном сфен.



Фиг. 10. Офитовая структура в кварцевом габбро-норите:

Py — пироксен; *Pl* — плагииоклаз. Никколи скрещены, увел. 90.

Структура отдельных участков монцонитовая, местами же наблюдаются неясно выраженные офитовые соотношения между плагииоклазами и темноцветными компонентами (фиг. 10). Химический состав кварцевого габбро-норита из центра интрузии приведен в табл. 2.

Изменения в кварцевом габбро-норите по направлению от центра интрузии к ее контактам могут быть отнесены к двум различным типам. Первый тип изменения наблюдается на севере при переходе от центра интрузии к ее контакту с порфиритами и характеризуется, в первую очередь, появлением порфировидной структуры, причем петрографический состав интрузивной породы почти не изменяется. В качестве типичного представителя таких приконтактных разностей приведем описание образца из крайней северной части интрузии.

Порода может быть названа кварцевым габбро-порфиритом. Вкрапления представлены зональным лабрадором и значительно разрушенным

ромбическим пироксеном. Минералы основной массы в 10 раз уступают по величине вкрапленникам и представлены преимущественно андезином № 45 и в меньшей мере ромбическим и моноклинным пироксеном. Вторичные изменения выражаются в появлении позднего биотита по пироксену, в альбитизации плагиоклазов и появлении в основной массе вторичного кварца. В сильно разрушенных разностях габбро-порфиритов ромбический пироксен замещен скоплениями мелких зерен авгита, рудным минералом и вторичным биотитом. Из аксессуарных минералов отмечен апатит. Структура основной массы призматически-зернистая.

Описанные здесь контактовые разности габбро-порфиритов очень близки по составу с вмещающими интрузию порфиритами, но переход между ними не постепенный, и порфириты на контакте ороговикованы, а местами обращены в амфиболо-альбитовые роговики. Представляется вероятным, что как интрузивная, так и эффузивная фации основной магмы имеют здесь единый очаг, но образование интрузии произошло несколько позднее первых излияний эффузивов.

Второй тип приконтактового изменения интрузии кварцевых габбро-норитов может быть прослежен в образце из осыпи, заключающем непосредственный контакт интрузии с ороговикованным кислым туфом. Туфы, вмещающие интрузию, состоят из обломкового кварцевого порфира, серицитизированного стекла, кварца, калиевого полевого шпата и альбита.

Интрузия в этом контакте представляет собой неясно-порфировидный кварцевый монцитит. Кристаллы зонального плагиоклаза (№ 60 в центре) и кристаллы авгита в 2—3 раза превышают по размеру кристаллы основной массы, сложенной лабрадором, кварцем и в значительном количестве калиевым полевым шпатом и микропегматитом.

Из вторичных минералов здесь особенно характерен коричневый свежий биотит, вместе с кварцем развивающийся по пироксену, придавая ему местами сетчатое строение. Из аксессуарных минералов в большом количестве содержится пирит и в подчиненном авгит.

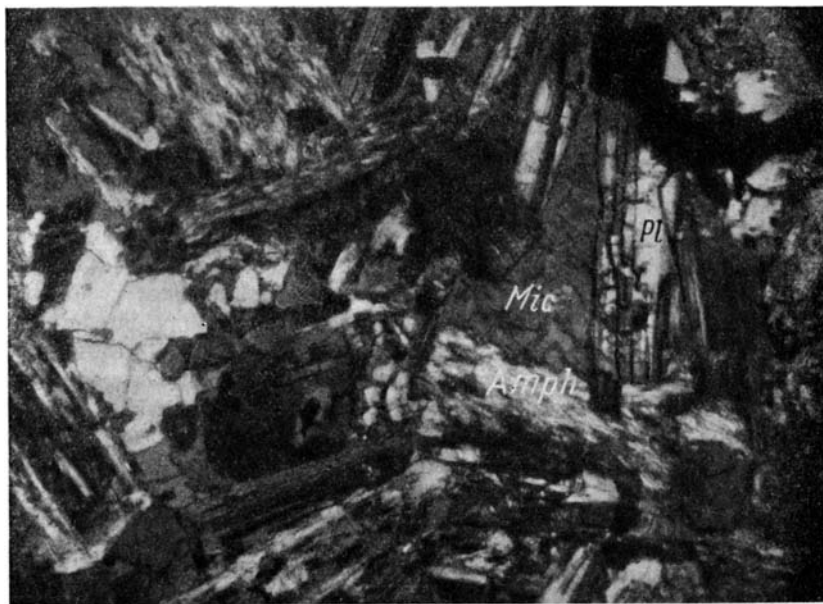
Сравнение количественно-минералогического состава образцов из центра интрузии (образец 2062/49) и из непосредственного контакта с туфами (образец 2057/49) указывает на повышенное содержание в зоне контакта богатых калием минералов (см. табл. 1). Туф на контакте с интрузией превращен в пироксеновый роговик. Он состоит из агрегата мелких зерен кварца, альбита и авгита и содержит много сфена. Роговик пересечен прожилками авгита. На протяжении нескольких метров от контакта количество пироксена в ороговикованных сланцах убывает, а количество альбита увеличивается.

Для второй интрузии этого типа коренных выходов не установлено, и изучение ее проводилось по осыпи и развалам глыб, встреченным на площади в 0,2 кв. км.

Типичные разности представлены кварцевым габбро-монцититом и содержат лабрадор № 55, иногда зональный, амфибол, кварц и калиевый полевой шпат с микропегматитовыми вростками кварца. Аксессуарные минералы представлены сфеном, апатитом и магнетитом. Кварц выполняет промежутки между другими минералами. Калиевого полевого шпата мало. Структура породы близка к монцититовой (фиг. 11), реже она бывает порфировой. Наряду с описанной типичной разностью в осыпи встречаются породы более богатые калиевым полевым шпатом и биотитом, причем биотит образует мелкоагрегатные скопления на месте роговой обманки. В верхней части осыпи встречен обломок аплита. Эта порода имеет несколько порфировидный облик и содержит вкрапленники альбита в микропегматитовой основной массе. В породе отмечен вторичный альбит и агрегаты биотита, магнетита и сфена. Вместе с интрузией встречаются обломки контактно-измененных вмещающих пород, подобных описанным

на предыдущем участке. На расстоянии около 250 м к юго-западу от россыпи интрузивных пород был встречен обломок кварцевого порфира с миндалинами, выполненными кварцем и радиально-лучистыми агрегатами турмалина. Турмалин имеет игольчатую форму и плеохроирует от голубовато-зеленого по No до бесцветного по Ne.

Наряду с интрузиями монцонитов, залегающими в эффузивах, были изучены две интрузии монцонитового типа, залегающие в туфопес-



Фиг. 11. Монцонитовая структура в кварцевом габбро-монцоните:

Pl — плагиоклаз, Mic — микроклин, Amph — амфибол. Никели скрещены, увел. 46.

чаниках мелового возраста. Эти интрузии представляют собой дайки мощностью около 200 м каждая. Первая из них залегает согласно с вмещающими песчаниками, вторая является секущей и у своего юго-западного окончания внедряется в песчаники в виде многочисленных апофиз. Дайки в контакте захватывают ксенолиты туфопесчаника.

На расстоянии около 100 м от секущей интрузии в туфопесчаниках установлена порфировая дайка, пересеченная тонким прожилком микропегматитового аплита.

Туфопесчаники, вмещающие интрузии, состоят из неокатанных и слабо отсортированных обломков кварца, калиевого полевого шпата — пертита (иногда с микропегматитовыми вростками кварца), из олигоклаза и редких обломков кварцита и альбитофира. Порода из центральной части интрузий может быть названа кварцевым монцонитом. Это темносерая, неяснопорфировидная порода, содержащая крупные кристаллы лабрадора № 53 и более мелкие кристаллы андезина № 40, авгита (реже гиперстена), кварца и микроклина.

Константы авгита: $cNg = 44^\circ$, $2V = +56^\circ$.

Константы микроклина:

$$\begin{array}{l} \text{Ng} = 88^\circ \\ \text{P-Nm} = 12^\circ \quad 2V = -78^\circ \\ \text{Np} = 82^\circ \end{array}$$

В эндоконтактной зоне секущая интрузия приобретает несколько порфировидный облик и, как видно из табл. 1, обогащается микроклином и кварцем (образец 118/44). В интрузии, залегающей согласно с вмещающими породами, эти процессы выражены менее четко. Характерна интенсивная альбитизация породы, сопровождавшаяся изменением темноцветных минералов, и в отдельных случаях их биотитизация. В породе отмечены зерна турмалина, плеохроирующего в голубоватых тонах.



Фиг. 12. Кварцево-альбитово-пироксеновый роговик.
Никколи скрещены, увел. 78.

В табл. 1 приведен количественно-минералогический состав туфопесчаника (образец 119/44), претерпевшего альбитизацию и окварцевание на контакте с интрузией. В этих породах встречены также отдельные зерна турмалина.

В случае более сильного изменения, туфопесчаники обращаются в кварцево-альбитово-пироксеновые роговики (фиг. 12).

Описание процессов, сопровождавших формирование малых изолированных интрузий, и сопоставление этих процессов с описанным ранее метаморфизмом на контактах гранитов крупного интрузивного комплекса позволяет нам дать ответы на некоторые поставленные в начале этой статьи вопросы.

1. Участие кислой магмы в образовании рассмотренных малых интрузий доказывается присутствием в их пределах микропегматитовых прожилков и характером контактового метаморфизма, аналогичного метаморфизму у вертикального контакта гранитов интрузивного комплекса с эффузивами. Среди подобных контактовых новообразований особенно характерен турмалин, как минерал, свойственный кислой магме.

2. Воздействие кислой магмы на основные породы имело и здесь характер частичного переплавления, о чем свидетельствуют микроструктурные особенности рассматриваемой группы малых интрузий. Подобно основным породам интрузивного комплекса они содержат разорбированные кристаллы лабрадора, включения пироксена в плагиоклазе и

ксеноморфные выделения микроклина. В целом, однако, эти интрузии отличаются значительно большей неравновесностью состава, чем центральные части основной интрузии комплекса, и содержат наряду с лабрадором, авгитом и гиперстеном значительное количество кварца и микроклина. Местами в интрузиях сохранились также участки с офитовой структурой (фиг. 13). Таким образом, после смешения кислой магмы с



Фиг. 13. Офитовая структура в кварцевом монцоните:
Pl — плагиоклаз, Amph — амфибол. Николи скрещены, увел. 44.

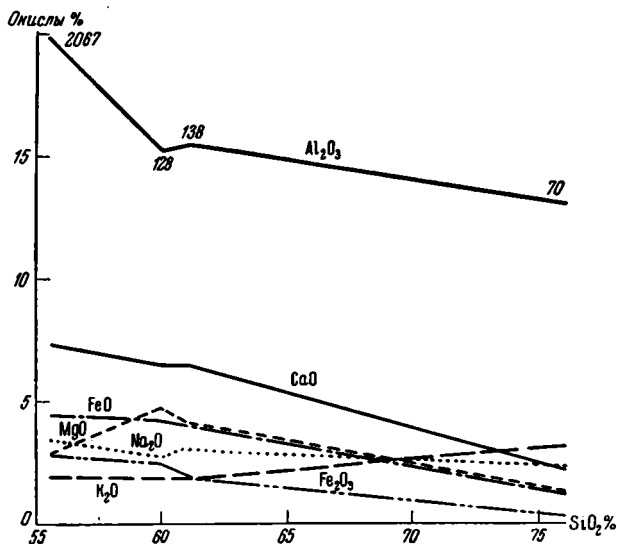
основной породой процесс ассимиляции здесь не дошел до конца из-за быстрого охлаждения на самых начальных стадиях.

Что касается обогащения эндоконтактной зоны малых интрузий калием, то подобное обогащение наблюдается для этих интрузий лишь в том случае, если калием богаты вмещающие породы; при этом в экзоконтактную зону выносятся железисто-магнезиальные компоненты, с образованием пироксеновых роговиков. Этот вынос, вероятно, и является причиной относительной бедности габбро-норитов железом и магнием, установленной химическим анализом (табл. 2, образец 2067/49). Источником избыточного калия в узкой эндоконтактной зоне основных интрузий являются в этом случае вмещающие породы.

Роль постагматических процессов в формировании малых интрузий описанного типа сводилась в основном к альбитизации, окварцеванию, частично к биотитизации и турмалинизации.

3. Мы не склонны согласиться с ранее высказанным Я. Д. Готманом мнением, будто компонентом основного состава при этих процессах смешения основного и кислого материала послужили во всех случаях расположенные на глубине покровы порфиров, так как в группе исследованных интрузий встречаются такие заведомо глубинные образования, как почти неизменные кварцевые габбро-нориты (см. табл. 1, образцы 2055/49 и 2066/49). Кроме того, почти во всех представителях этой группы интрузий встречаются участки с типичной офитовой структурой и нигде не встречены ксенолиты порфиров.

Наконец, генетическая связь пород монцонитовой серии с габбро-норитами подтверждается особенностями их химического состава. Рассмотрение вариационных диаграмм (фиг. 14) позволяет видеть плавное



Фиг. 14. Вариационная диаграмма химического состава исследованных молодых интрузий.

изменение химического состава от габбро-норитов через монцониты к гранитам. Исключение составляет только кривая для MgO, свидетельствующая об увеличении количества этого окисла в породах монцонитового ряда.

Все изложенное в этой статье лишний раз подтверждает гибридный характер большинства интрузий монцонитового типа и позволяет утверждать, что одним из наиболее распространенных способов образования подобных пород является воздействие более позднего кислого расплава на основную интрузивную породу.

Кислая интрузия при этом не всегда бывает вскрыта на поверхности земли эрозией. Воздействие кислой магмы выражается в частичном переплавлении основной породы, сопровождающемся отщеплением остаточного кислого расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.
 Фаворская М. А. Неинтрузии Верхней Сванетии. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 84, петрогр. сер., № 27.
 G r o u t F. F. Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, № 11.

В. С. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ

ЯВЛЕНИЯ ГИБРИДИЗАЦИИ НА ПРИМЕРАХ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ПАЛЕОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении Центрального Казахстана широким распространением пользуются как вулканогенные толщи, в составе которых развиты продукты излияний лав основного и среднего состава, так и интрузии гранитоидов.

Можно полагать, что резко отличный состав этих вулканогенных пород от состава гранитов и частое залегание среди них интрузий могли обеспечить достаточное распространение и заметные результаты явлений гибридизации. Однако в существующей литературе эти явления отмечены либо недостаточно обоснованно, либо поверхностно; более или менее подробно их осветили для Центрального Казахстана лишь О. С. Полквой (1941) и Т. М. Дембо.

В свое время для Центрального Казахстана нами (1940) было введено понятие об интрузивном комплексе. В настоящее время для палеозоя Центрального Казахстана мы выделяем ряд разновозрастных гранитных интрузивных комплексов: 1) кембрийский(?), 2) готландский, 3) нижнедевонский, 4) верхнедевонский, 5) каменноугольный, 6) пермский. Под интрузивным комплексом мы понимаем совокупность всех интрузивных горных пород, образовавшихся, в широком смысле слова, почти одновременно и являющихся производными магматического очага, возникшего и действовавшего в связи с определенным этапом тектонических движений.

В составе почти каждого интрузивного комплекса мы находим интрузии сравнительно простого строения, т. е. такие, в которых главная интрузивная фация представлена или гранитами, или гранодиоритами. Затем следуют массивы, в строении которых кроме гранитов большую или меньшую роль играют гранодиориты, граносиениты, сиенито-диориты и т. п. От этих интрузий мы переходим к таким, которые почти целиком сложены породами габбро-диоритового состава и генетические связи которых с гранитной магмой обуславливаются петрографическими особенностями пород. Как правило, более основные интрузивные породы залегают в краевых частях массивов, т. е. являются их эндоконтактовыми фациями. Такое разнообразие типов горных пород обыкновенно объясняют процессами дифференциации или результатами переработки магмой вмещающих пород.

В этой статье мы рассмотрим фактическую сторону явлений гибридации гранитной магмы в присутствии вулканогенных пород кровли, главным образом на примерах северной части Центрального Казахстана, где главную роль играют производные трех интрузивных комплексов. Из них первый, готландский, представлен большими и малыми интрузиями неустойчивого гранодиоритового состава. Второму, нижнедевонскому, комплексу отвечают большие интрузии гранитного состава и третьему, верхнедевонскому, — интрузии аляскистов. Изложение материала нами построено не в возрастной последовательности, а в порядке перехода от интрузий со слабо выраженными явлениями гибридизма к таким, в которых они играют большую роль.

1. ИНТРУЗИИ СО СЛАБЫМ ПРОЯВЛЕНИЕМ ГИБРИДИЗМА

Прежде всего остановимся на девонских интрузиях гранитов (Боровская, Джукейская, Буландинская и др.). Весьма типично строение Боровской интрузии. В плане она имеет округлую форму с поперечником, равным примерно 15 км. Вдоль восточных и юг-восточных границ массива развиты кварциты, вдоль южных и западных — кварциты и порфиroidы, во многих случаях превращенные в инъекционные гнейсы, а на северо-западном контакте залегают зеленокаменная толща. Все породы сильно дислоцированы и большую часть их, за исключением зеленокаменной толщи, вероятно, следует отнести к нижнему палеозою. Контактное воздействие гранитов установлено только для зеленокаменных пород, которые подверглись ороговиканию в пределах полосы шириной около 100—150 м. Строение интрузии не отличается сложностью. Эндоконтактные краевые части (шириной до 3 км), за исключением южной, сложены розовато-серыми среднезернистыми биотитово-роговообманковыми гранитами. По направлению к центру они постепенно сменяются лейкократовыми серыми и розоватыми роговообманково-биотитовыми и биотитовыми грубозернистыми, порфировидными разностями. У контактов интрузии в гранитах местами отчетливо заметно увеличение содержания цветных компонентов, с переходами в гранодиориты.

Содержание кремнезема изменяется от 75—88% в биотитовых гранитах до 71—74% в гранитах краевых частей, а содержание окислов типа R_2O соответственно от 2 до 3,5%. Суммарное количество щелочей в гранитах не меняется и равно около 8,5%, но в биотитовых разностях K_2O (5,47%) значительно преобладает над Na_2O .

Роговообманково-биотитовые граниты краевой зоны содержат многочисленные ксенолиты величиной до 10 см, но иногда до нескольких десятков сантиметров. Их форма округлая, границы резкие. Иногда около ксенолитов граниты несколько обогащены цветными минералами. Ксенолиты мелкозернисты, содержат много биотита или роговой обманки и настолько сильно переработаны, что под микроскопом производят впечатление гипидиоморфнозернистых, мелкозернистых жильных пород типа диоритов, кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров. Кварц и присутствующий иногда микроклин распределены в них неравномерно. Там, где имеются скопления плагиоклаза, в них еще можно подметить бластические структуры, но по отношению к кварцу и микроклину олигоклаз всегда обладает резко выраженным идиоморфизмом. Из цветных минералов преобладает то биотит, то роговая обманка. Среди аксессуаров много апатита, иногда титанита.

Наблюдения позволили установить дезинтеграцию ксенолитов на мелкие включения и поглощение их магмой. Количество и состав ксенолитов не зависят от характера пород эндоконтактов и расстояния от границ интрузии. Указанного типа ксенолиты наблюдались в нескольких

сантиметрах от контактов с разнообразными породами. Кроме того, они констатированы в дайках типичных массивных боровских гранитов, пересекающих инъекционные гнейсы в расстоянии 1 км от интрузии. Изложенные факты могут свидетельствовать о глубинном происхождении ксенолитов боровской интрузии, а их обилие — о том, что вдоль путей перемещения поднимавшейся магмы боковые породы были раздроблены и их обломки вынесены. Отчетливая связь между более меланократовым характером краевых гранитов и присутствием в них ксенолитов позволяет предполагать наличие явлений гибридизации.

Аналогичные факты нами установлены в соседнем с Боровским — Джукеевском и в Буландинском гранитных массивах. Граниты здесь контактируют с порфиритами, однако являются ли последние источниками включений, осталось неясным.

Для пород Джукеевского массива имеются следующие данные по их количественно-минералогическому составу (табл. 1).

Очень близкий пример представляет Селетинская интрузия, описанная А. В. Глазковской и П. Н. Кропоткиным (1940). Эта интрузия расположена в 100 км к северо-востоку от г. Акмолинска, по р. Селеты и ее притокам — р. Кедей и др. Интрузия несогласно пересекает яшмо-кварцевую и зеленокаменную вулканогенную толщу ордовика (?), а также готландские зеленокаменные туфогенные песчаники. Центральная часть массива сложена розовато-серыми гранитами, которые по направлению к его периферии сменяются серыми гранодиоритами и местами диоритами и сиенитами. Породы краевых частей содержат многочисленные глубоко измененные ксенолиты и отличаются наличием кучных скоплений цветных минералов. Упомянутые авторы предполагают ассимиляцию магмой вмещающих пород, с образованием гранодиоритов и диоритов. Интересно отметить, что диориты, развитые на контакте со скарновыми породами, содержат диопсид, а диориты, залегающие в контакте с порфиритами, только роговую обманку.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород Джукеевского массива
(в объемных %)

Породы Минералы	Кварцевый диорит				Гранодиорит					Гранит			
Кварц	6,8	19,0	10,6	27,8	22,2	32,2	34,6	36,1	38,8				
Микроклин	—	6,3	13,5	13,3	48,7	40,6	38,5	18,8	39,7				
Плагноклаз	73,8	59,9	73,0	53,6	19,7	26,2	26,8	44,2	20,4				
Биотит	15,9	9,4	2,0	4,6	2,4	1,0	0,1	0,7	1,0				
Роговая обманка	0,2	5,2	0,8	0,4	5,8	—	—	—	—				
Акцессория	0,6	0,2	0,1	0,3	1,2	Сл.	Сл.	0,2	0,1				
Серпидит	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—				
Кальцит	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—				
Сумма	100	100	100	100	100,02	100	100	100	100				

Количественно-минералогический состав пород интрузии, так же как и для Джукеевского массива, хорошо иллюстрирует наличие между ними постепенных переходов (табл. 2).

Перечисленные примеры, которые мы склонны рассматривать как случаи относительно слабого проявления гибридизации, можно было бы умножить ссылками на гранитные интрузии Кокчетавского поднятия (Ивановский массив — восточнее г. Кокчетая, Кокчетавский массив —

Количественно-минералогический состав пород Селетинской интрузии
(в объемных %)

Породы Минералы	Лейкокра- товый гранит	Биотитово- рогово об- манковый гранит	Гранит, переход- ный к гра- нодиориту	Граноди- орит
Кварц	33	25	23	16
Калиевый полевой шпат	38	35	29	18
Плагиоклаз	28	29	36	52
Амфибол	—	5	8	10
Биотит	1	6	4	4
Сумма	100	100	100	100

к СВ от города, Шалкарский массив — в окрестности оз. Шалкар) или в северо-восточной части Центрального Казахстана (верхнее течение р. Чаган, северные и южные склоны хр. Чингиз). Среди этих интрузий преобладают девонские, но наряду с ними имеются и верхнепалеозойские.

II. ПРИМЕРЫ КАЛЕДОНСКИХ ИНТРУЗИЙ С ШИРОКО РАЗВИТЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ ГИБРИДИЗМА

Для более четко выраженных явлений гибридизации гранитной магмы интересны интрузии готландского комплекса Северного Казахстана. Эти интрузии представлены большими и малыми магматическими телами. Последние по нашему представлению являются сателлитами первых.

Значительная часть интрузий относится к массивам второй величины, среди которых наибольшие Кыркудукский и Аркалыкский имеют соответственно площади выходов, равные 1000 и 1500 кв. км. В схеме строения больших интрузий однообразно: габброидные и диоритовые породы развиты в эндоконтактовых фациях, а также и около больших провесов кровли в центральных частях массивов. В последних мы находим главные фации, представленные гранодиоритами и иногда гранитами. Малые интрузивные тела, отнесенные к готландскому комплексу, представлены небольшими штоками, площадь которых обычно не представляет одного квадратного километра. В лучше изученных случаях установлена их приуроченность к разрывным дислокациям. В плане они имеют овальную или вытянутую форму. Состав горных пород малых интрузивных тел весьма непостоянен. Преобладающими породами в них являются разнообразные гибридные диориты и кварцевые диориты с пироксеном, связанные переходами, с одной стороны, с гранодиоритами, а с другой — с габбро-диоритами и габбро. Характерны частые и быстрые незаконномерные смены одних типов пород другими с границами, не обнаруживающими связи с очертаниями самих интрузивных тел.

Готландские интрузии, залегающие почти исключительно среди зеленокаменных пород, вызывают более или менее интенсивное ороговикование последних.

Остановимся теперь на описании одной из интрузий, которая залегает в осадочно-вулканогенной зеленокаменной свите карадока. В состав ее входят порфириды, отчасти базальтовые, но преимущественно андезитовые, и их вулканические брекчии и туфы. Последние вверх по разрезу

переходят в толщу туфогенных песчаников и алевролитов, содержащих прослой кремнисто-глинистых сланцев.

Породы кровли сложены в крутые складки и прорваны этим интрузивным штоком, большая часть которого сложена светлосерыми массивными, обычно слегка порфиroidными среднезернистыми биотитово-роговообманковыми гранодиоритами.

В северо-западной части массива на небольшом участке гранодиориты, теряя роговую обманку, переходят в нормальные биотитовые граниты, содержащие альбит-олигоклаз или кислый олигоклаз (до № 25). В гранодиоритах плагиоклаз представлен основным олигоклазом (№ 28—33), из цветных минералов преобладает роговая обманка. Калиевый полевой шпат — слабо решетчатый микроклин. Гранодиориты не являются однородными и среди них встречаются внешне не отличимые тоналиты и разности с повышенным содержанием цветных компонентов — кварцевые диориты.

1. Экзоконтактовый ореол интрузии

Контактовое влияние интрузии на вмещающие зеленокаменные породы сказывается в превращении их в роговики. Наибольшую ширину, до 0,5 км, контактовый ореол имеет против северо-западной части массива. В остальных пунктах она обычно не превышает 200 м.

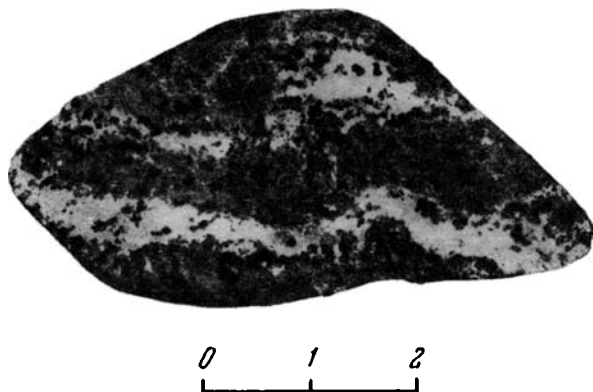
Отметим следующие изменения в составе роговиков при движении по направлению к интрузии. Вначале туфогенные песчаники, состоящие из материала андезитовых порфиритов, и туфы порфиритов внешне представляются неизмененными. Однако при изучении их под микроскопом в них наблюдается появление небольшого количества роговикового кварца и чешуек хлоритизированного биотита. Среди кварца иногда можно заметить очень тонкие выделения калиевого полевого шпата и короткие призмы апатита. Первичный плагиоклаз туфогенных песчаников обычно альбитизирован с образованием эпидота и серицита и лишь в редких случаях остался неизмененным (андезин). Из других минералов присутствует актинолитовый амфибол (по пироксену).

Ближе к интрузии образуются массивные черные или темносерые плотные роговообманковые и зеленовато-серые пироксеново-роговообманковые роговики. Оба типа роговиков не обнаруживают в пространстве какого-либо закономерного зонального распределения. Они связаны постепенными переходами и сменяют друг друга на коротких расстояниях. Около контакта с интрузией можно отчетливо видеть интенсивную амфиболитизацию пироксеновых роговиков, которая связана с их раздроблением и перекристаллизацией в присутствии инъекций гранитного материала. Обращает внимание большое содержание в породах роговой обманки, которое не отвечает содержанию цветных минералов исходных образований, что можно объяснить только воздействием интрузии. За счет привнесенного материала из интрузии, несомненно, образовались тонкочешуйчатый биотит, калиевый полевой шпат, апатит, рудный минерал и титанит.

В роговообманковых и пироксеново-роговообманковых роговиках сохранился плагиоклаз исходных пород, представленный на западе андезином, а в северо-восточных контактах, там, где местами известны выходы основных порфиритов, — лабрадором.

Пироксеново-роговообманковые роговики отличаются несколько большей крупнозернистостью, значительной утратой реликтовых структур исходных пород, наличием гранобластических структур и высоким, до 80 %, содержанием цветных минералов, среди которых пироксен составляет 25—30 % их объема.

В западной половине северного экзоконтакта входящие в контур интрузии ороговикованные породы кровли слагают вершины пологих холмов, в основании которых залегают гранодиориты. Эти соотношения могут быть объяснены пологим погружением поверхности интрузии в северо-восточном направлении. Здесь можно видеть, что в пределах зоны шириной 20—50 м роговики с появлением в них многочисленных инъекций гранитного материала постепенно сменяются амфиболитами, которые представляют темносерые массивные, явно зернистые породы с хорошо различимыми агрегатами черной роговой обманки, нередко обогащающей



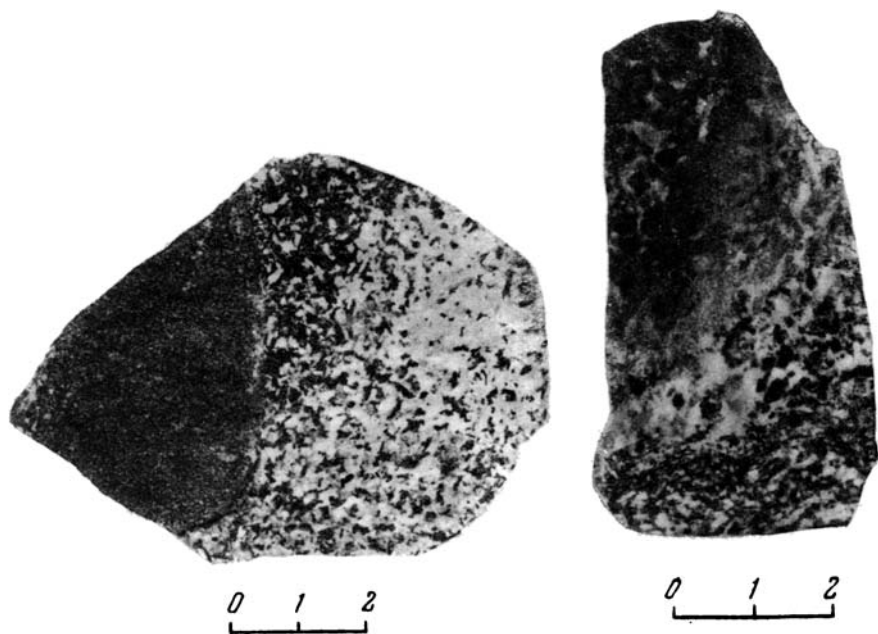
Фиг. 1. Инъекции плагиогранитов с оторочками зерен роговой обманки.

отдельные участки. Такие неоднородные, существенно роговообманковые породы на поверхностях выветривания нередко обладают хорошо различимыми признаками образования за счет вулканических брекчий порфиров и их туфов.

Уже в пироксеново-роговообманковых роговиках иногда присутствуют тонкие (5—10 мм) неправильные инъекции плагиогранитного или гранодиоритового состава. Они как бы цементируют раздробленные участки роговиков. Прожилки не имеют резких границ, но отчетливо выделяются на темном фоне пород. В инъекциях заметны большие зерна белого плагиоклаза величиной 5—8 мм. По границам с роговиками прожилки обладают тонкой оторочкой из призматических зерен роговой обманки величиной 1—2 мм (фиг. 1).

Появление крупно- и среднезернистых меланократовых амфиболитов связано с участками, обильно насыщенными гранитным материалом (фиг. 2, 3, 4, 5). Там, где инъекции как бы расплываются в массе гибридных пород, в них появляются скопления черной роговой обманки. Интересны наблюдения, которые указывают на перераспределение и перемещение материала при переработке роговиков инъекциями. В этих случаях прожилки содержат небольшое количество амфибола, но в их тупых окончаниях и там, где резко сокращается их мощность (фиг. 6), появляются скопления ее крупных зерен. Эти скопления явно кристаллизационного происхождения из объема прожилков, и появление их может быть объяснено только перемещением поглощенного материала роговиков в тупые окончания прожилков. Под микроскопом инъекции также не имеют линейно резких границ. Их края сложены преимущественно кварцем, среди которого присутствуют выделения идиоморфного плагиоклаза величиной 0,5—1 мм и в очень небольшом количестве зерна микроклина. Содержание последнего в центральных частях инъекций заметно увеличивается, но все же его немного.

Роговики под микроскопом весьма неоднородны. Те, на которых сказалась переработка инъекциями в меньшей степени, состоят из агрегата мелких (0,2—0,4 мм) изометрических сосюритизированных зерен плагиоклаза, превращенных во вторичный альбит с вростками серицита и поизита, и, реже, эпидота. Роговая обманка образует более крупные зерна, обрастающие плагиоклаз. В соседних участках можно видеть, как у амфибола появляется тенденция давать пойкилобласты (величиной до 2 мм), переполненные включениями плагиоклаза.



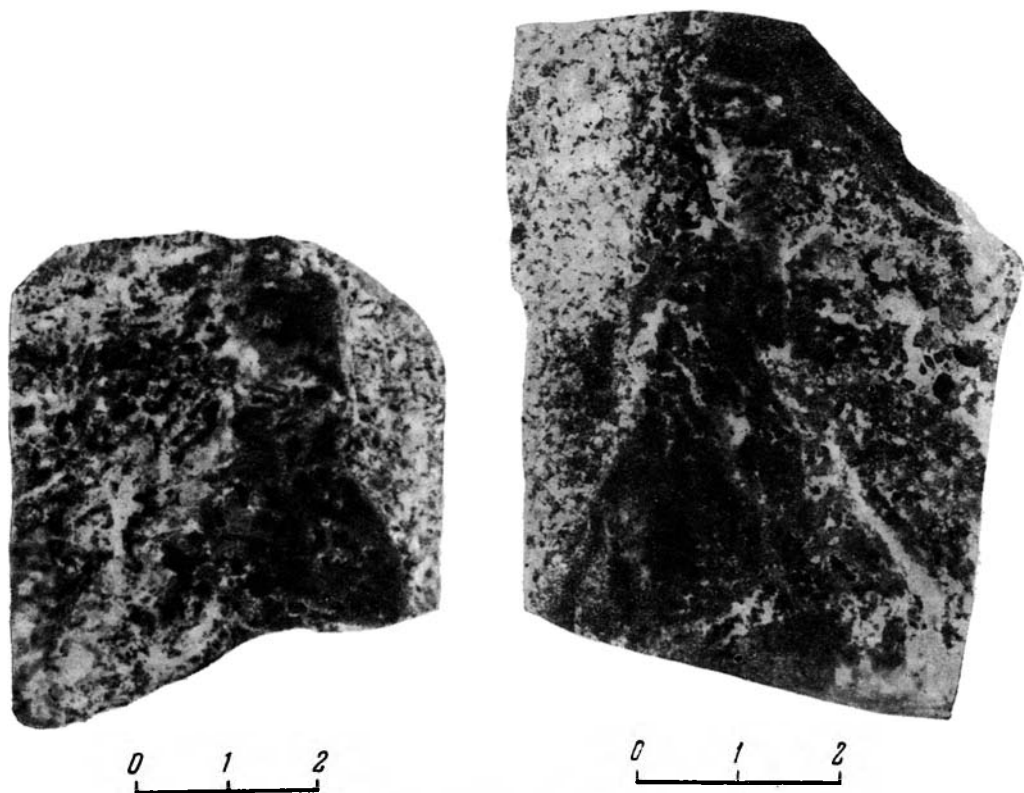
Фиг. 2, 3. Характер переработки роговиков в присутствии инъекций.

Участки роговиков с приближением к инъекциям гранитного материала начинают как бы размываться мелкозернистыми агрегатами свежего плагиоклаза и роговой обманки, причем плагиоклаз этих агрегатов отличается отчетливой таблитчатой, удлиненной по [001] формой и нормальным зональным строением: 1 — № 40, 2 — № 30, 3 — № 15; 1 — № 36, 2 — № 28, 3 — № 14¹. Роговая обманка образует призматические зерна и небольшие скопления, по отношению к которым плагиоклаз идиоморфен. Затем среди свежего плагиоклаза появляются довольно большие, до 1 мм, зерна кварца, в котором содержатся многочисленные включения мелкозернистого идиоморфного плагиоклаза того же состава, что и в роговике. Такими кварцсодержащими участками роговики связаны переходами с инъекциями.

Интересно отметить, что в некоторых случаях последние содержат только пироксен, а роговая обманка образуется исключительно путем его замещения. В других случаях можно видеть, что в прожилках происходит укрупнение зерен роговой обманки, которая по отношению к кварцу оказывается идиоморфной. Описанные соотношения отчетливо говорят о перекристаллизации роговиков в присутствии инъекций, при-

¹ Цифры 1, 2, 3 отвечают последовательности наблюдавшихся зон, а номера — составу плагиоклаза в них.

чем образование агрегатов идиоморфных минералов очевидно является результатом частичного растворения роговиков с образованием интерстициальной жидкости. В меланократовых, существенно роговообманковых, амфиболитах исчезли реликтовые структуры измененных вулканогенных образований. Это довольно равномернозернистые гранобластические породы, содержащие (50—60%) зеленую роговую обманку и изометрические зерна серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза, величиной 0,3—0,4 мм. Для амфиболитов характерно появление,



Фиг. 4, 5. То же, что и фиг. 2, 3.

среди измененного плагиоклаза, то одиночных зерен, то скоплений, иногда вместе с прозрачным микроклином, свежего зонального андезина (№ 37—40) (фиг. 7). Следует подчеркнуть проявление отчетливого идиоморфизма роговой обманки по отношению к свежему плагиоклазу, микроклину и кварцу. Как известно, конечные грани роговой обманки очень чувствительны к внешней обстановке роста. Их идиоморфизм, вероятно, связан с появлением в амфиболитах значительного количества интерстициальной жидкости.

Можно также видеть, как большие зерна свежего плагиоклаза и кварца врастают в массу амфиболита, который сохраняется в промежутках между их выделениями. Новообразующийся плагиоклаз почти лишен включений минералов уничтоженного амфиболита. В противоположность этому зерна кварца содержат их в значительном количестве. Эти включения представлены неправильными одиночными зернами серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза или роговой обманки,

или их небольшими скоплениями в несколько зерен, сохраняющих гранобластические отношения. Наблюдаются различные этапы поглощения кварцем плагиоклаза амфиболитов, когда на его месте остаются «тени» в виде скоплений чешуек серицита. Изредка встречается калиевый полевой шпат, который как бы расчленяет и цементирует зернистые агрегаты амфиболита. Наконец, отметим, что в больших зернах кварца и среди более мелких его выделений между магматическим плагиоклазом встречаются идиоморфные таблички андезина и более крупные, чем в амфиболите, идиоморфные призмы амфибола. Последние, очевидно, образовались в результате переотложения материала амфиболитов.

Описанные породы кварцево-диоритового состава являются настоящими гибридными образованиями не только в смысле вещественного состава,



Фиг. 6. Пржилки гранорита, обогащенные роговой обманкой.

но и в отношении структур. Такой результат изменения вмещающих пород можно назвать процессом диоритизации. Взаимоотношения между минералами магматического происхождения настолько типичны для гипидиоморфнозернистых кристаллизационных структур, что их возникновение можно объяснить частичным растворением амфиболитов с последующей кристаллизацией усвоенного магмой материала. Подчеркнем, что состав плагиоклаза в таких гибридных породах тождественен его составу в тоналитах эндоконтакта интрузии.

Остановимся еще на описании среднезернистых и крупнозернистых, часто более лейкократовых гибридных пород. Под микроскопом они представляются неравнозернистыми и неоднородными. Их плагиоклаз почти целиком соссе-

ритизирован. В шлифах выделяются большие (2—3 мм) таблички сильно измененного зонального плагиоклаза. В промежутках между ними в самостоятельных участках развиты мелкие зерна плагиоклаза с большим или меньшим участием цементирующих их решетчатого микроклина и кварца, с заметным преобладанием последнего.

Скопления плагиоклаза проросли мелкими и большими призматическими выделениями роговой обманки, явно замещающими агрегаты плагиоклаза, который частично остается в виде пойкилитовых включений. Иногда среди участков плагиоклаза обособляются большие (1—3 мм) выделения кварца, содержащие многочисленные включения идиоморфного плагиоклаза (фиг. 8). По отношению к кварцу большие зерна роговой обманки идиоморфны.

Таким образом, при уничтожении первоначального амфиболита, вероятно со значительным участием привнесенного материала, образуются неравнозернистые, средне- и крупнозернистые породы кварц-диоритового состава. Указанием на наличие явлений растворения вышеуказанных пород служат микропойкилитовые структуры зерен кварца. Другогс



Фиг. 7. Развитие свежего магматического плагиоклаза в амфиболите.
Николи скрещены, увел. 46.



Фиг. 8. Лейкокатовые инъекционно-контактовые гибридные породы кварцево-диоритового состава. Большие зерна кварца, содержащие идио-морфные включения плагиоклаза. Николи скрещены, увел. 46.

метасоматического типа микропойкилитовые структуры возникают при замещении роговой обманкой участков, сложенных плагиоклазом.

При переходе непосредственно к эндоконтактам интрузии в ее северо-западном окончании, откуда происходят и описанные выше гибридные породы, встречаются очень неоднородные контаминированные тоналиты с многочисленными мелкими остатками переработанных ксенолитов. Под микроскопом тоналиты обладают в общем теми же структурами, что и эндоконтактовые гибридные кварцевые диориты. Они содержат неправильные включения амфиболита, состоящие из серицитизированного вторичного альбита роговой обманки, с примесью титанита и апатита. Вокруг ксенолитов развита более крупнозернистая масса тоналита, плагиоклаз которой отличается свежестью и прозрачностью. Он тонко зонален и в нем определена следующая последовательность зон: 1 — № 35, 2 — № 36, 3 — № 34, 4 — № 37, 5 — № 35, 6 — № 33, 7 — № 36, 8 — № 32, 9 — № 30. Иногда состав внешней зоны плагиоклаза отвечает олигоклазу № 18. Упомянутые участки амфиболитов оторочены табличками прозрачного плагиоклаза, которые по отношению к кварцу отчетливо идиоморфны. Иногда потоки андезина и кварца проникают в центральные части участков амфиболита. Встречаются большие зерна кварца, переполненные идиоморфными включениями андезина. Роговая обманка в тоналите имеет большие размеры, чем в участках амфиболита. Она кристаллизовалась позднее плагиоклаза, но раньше, чем кварц. Местами амфибол образует сростки неправильных зерен, среди которых изредка встречаются реликты пироксена. В тоналите присутствует немного листочков биотита, замещенных хлоритом.

Остановимся еще на описании контакта жильного гранодиорита, пересекающего сланцеватые роговики. Для роговика прежде всего отметим хорошо заметную сланцеватость. Роговая обманка распределена неравномерно, она обогащает отдельные полосы. В роговике сохранились реликты порфировых структур в виде больших, 2—3 мм, зерен роговой обманки или такой же величины сростков, выполняющих короткопризматические контуры, повидимому, замещенного пироксена. В сростках роговой обманки встречаются редкие включения плагиоклаза, рудного минерала и титанита, причем около аксессуарных нередко присутствуют мелкие чешуйки биотита и очень небольшие вроски неправильных зерен кварца, содержащих включения тонких призм роговой обманки с закругленными конечными гранями. Очень часто такие включения ориентированы в поперечном направлении к спайности содержащего их большого зерна амфибола. Такие детали можно объяснить явлениями растворения и последующим отложением материала растворенного амфибола.

Основная масса роговика состоит примерно из равных количеств плагиоклаза и роговой обманки с размерами их зерен около 0,1 мм. Она обладает гранобластической структурой и сланцеватым сложением. Роговая обманка, обогащая отдельные полосы, распределена неравномерно и образует несколько вытянутые зерна, тогда как форма зерен плагиоклаза изометрическая. Описанные мелкозернистые участки связаны постепенным переходом с более крупнозернистыми, в которых наблюдаются зерна плагиоклаза величиной около 1 мм и появляются кварц и слабо решетчатый микроклин. При сохранении гранобластических соотношений в этих участках зерна плагиоклаза удлиняются, приобретают таблитчатый характер. Путем многочисленных замеров плагиоклаза роговика удалось установить, что он имеет состав андезина, в общем не зависящий ни от величины его зерен, ни от положения по отношению к контакту с гранодиоритом. Для больших зерен определен состав: 1 — № 33, 2 — № 31.

Плагиноклаз всегда обладает зональным строением, хорошо заметным в самых мелких зернах. Границы его больших зерен зазубрены, основная масса роговика их как бы корродирует. В углублениях границ часто расположены мелкие зерна роговой обманки.

Для зерен средней величины $\left\{ \begin{array}{l} 1 - \text{№ 38, } 2 - \text{№ 33} \\ 1 - \text{№ 30, } 2 - \text{№ 25} \\ 1 - \text{№ 32} \end{array} \right.$

Для мелких зерен $\left\{ \begin{array}{l} 1 - \text{№ 37, } 2 - \text{№ 28} \\ 1 - \text{№ 33, } 2 - \text{№ 30, } 3 - \text{№ 26} \end{array} \right.$

Для очень мелких зерен $\left\{ \begin{array}{l} 1 - \text{№ 38, } 2 - \text{№ 33} \\ 2 - \text{№ 32} \end{array} \right.$

В выделениях кварца и микроклина присутствует очень много мелких идиоморфных включений зонального плагиноклаза и роговой обманки. Характерно, что включения плагиноклаза и роговой обманки всегда являются более мелкими, чем в окружающей гранобластической массе роговика (фиг. 9).

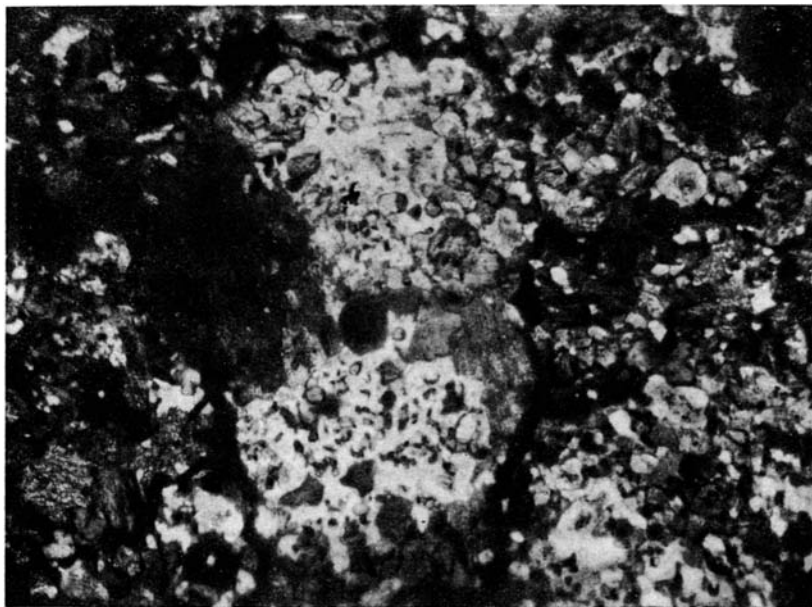
В более крупнозернистых участках присутствуют довольно большие зерна аксессуарных минералов: апатита, рудного минерала и титанита, которые ассоциируют с биотитом. Таким образом, более крупнозернистые участки и полосы — это области лучшей перекристаллизации исходных пород. Для них характерен привнос материала, послужившего для образования кварца и микроклина. Минералогический состав пород контактового ореола приводится в табл. 3.

Граница гранодиорита с роговиками неровная. Вдоль нее развиты или отдельные зерна плагиноклаза, или цепь его мелких зерен намечает границу, а когда кварц проникает через границу в роговик, в нем сейчас же появляются включения идиоморфного плагиноклаза (фиг. 10). Описанные факты говорят о проникновении материала жильной породы в роговик в жидком виде. Это проникновение сопровождалось растворением роговика и переотложением растворенного материала.

Т а б л и ц а 3

Минералогический состав пород контактового ореола

Главные минералы исходных вулканогенных пород	Главные минералы пород контактового ореола			
	Слабо орого- викованные породы: пор- фириты и туфы	Роговообманко- вые роговик	Пироксеново-ро- говообманковые роговик	Амфиболиты и гибридные породы
Андезин	Альбит	Андезин	Андезин, лабра- дор	Андезин
Лабрадор Пироксен	Эпидот Актинолит	Лабрадор Роговая обманка	Пироксен Роговая обманка	Пироксен Роговая обманка
Минералы, явно связанные с привносом материала из интрузии				
	Кварц Микроклин Биотит Апатит		Кварц Микроклин Биотит Апатит Рудный минерал Титанит	



Фиг. 9. Выделения кварца в роговике, содержащие включения роговой обманки и плагиоклаза. Николи скрещены, увел. 46.



Фиг. 10. Граница жильного гранодиорита с роговиком. Проникновение кварца (К) в роговик из прожилка. Часть зерна кварца в роговике содержит включения идиоморфного плагиоклаза. Николи скрещены, увел. 46.

Подводя итоги по изучению экзоконтактовых пород, отметим следующее.

1. Состав исходных вулканогенных пород, подвергшихся метаморфизму, отвечал продуктам излияния андезитовой и базальтовой магм. В породах западного контакта присутствовал андезин, реже олигоклаз. На востоке — лабрадор. В слабо ороговикованных породах происходила альбитизация плагиоклаза исходных пород и актинолитизация пироксена.

2. В роговообманковых и пироксеново-роговообманковых роговиках температурные условия иногда благоприятствовали сохранности состава плагиоклаза исходных пород (андезин и первые номера лабрадора).

При наличии в исходных породах олигоклаза и превращении их в пироксеново-роговообманковые роговики установлено новообразование андезина, который, очевидно, и отвечает условиям равновесия отдельных пунктов эндоконтакта. Для амфиболитов характерен только андезин, отвечающий в конкретных случаях составу плагиоклаза в тоналитах эндоконтакта интрузии.

3. Актинолитовый амфибол с приближением к интрузии сменяется обыкновенной роговой обманкой и пироксеном ряда диопсид — геденбергит. В пироксеносодержащих роговиках роговая обманка образуется путем замещения пироксена. Амфиболитизация пироксеновых роговиков находится в зависимости от присутствия в роговиках тонких инъекций гранитного материала.

4. Простое сравнение слабо ороговикованных вулканогенных пород андезитового состава с их глубоко измененными разностями отчетливо показывает увеличение в последних содержания пироксена и роговой обманки, которые часто составляют 60—75 % объема роговиков. Остается предположить, что сама обстановка контактового метаморфизма обусловила изменения количественных соотношений минералов, причем роговая обманка развивается путем замещения не только пироксена, но и плагиоклаза.

5. Установлен широкий ореол выноса материала из интрузий. Даже в почти неизмененных породах имеет место привнос гранитного материала с появлением примеси кварца, микроклина, биотита, апатита, рудного минерала и титанита. Количественная роль примеси гранитного материала и его активность явно возрастают при движении к интрузии.

Если в слабо измененных породах кварц, микроклин и биотит развиваются вдоль границ обломочного материала, то в пироксеново-роговообманковых роговиках мелкозернистые агрегаты кварца, микроклина вместе с новообразующимся плагиоклазом и отчасти роговой обманкой замещают большие зерна плагиоклаза и отдельные участки исходных пород.

Наличие в сланцеватых роговиках нерезко отграниченных секущих прожилков роговой обманки с примесью кварца говорит о перемещении материала в ходе метаморфизма.

6. Описанные соотношения измененных пород экзоконтактов позволяют нам утверждать, что явления ороговирования (первый этап контактового процесса) вмещающих пород предшествовали развитию инъекций и образованию за счет роговиков экзоконтактовых гибридных пород и амфиболитов (второй этап).

7. Перекристаллизация в присутствии гранитных растворов не ограничивалась простым метасоматозом. Вопреки обычным изометрическим очертаниям плагиоклаза в бластических структурах, свежий, новообразующийся плагиоклаз некоторых пироксеново-роговообманковых роговиков обладает таблитчатой формой и устойчивым идиоморфизмом по отношению к пироксену и кварцу. Кроме того, все три минерала содержат включения тонких идиоморфных призм роговой обманки. Все это говорит о растворении материала роговиков и появлении в породах некоторого

количества интерстициальной жидкости, из которой кристаллизовался плагиоклаз, обладающий нормальной зональностью и таблитчатой формой.

В гибридных породах экзоконтакта происходит не только растворение, но и перераспределение переработанного материала амфиболитов. В результате образуются средне- и крупнозернистые существенно роговообманковые породы, в которых роговая обманка кристаллизуется позднее плагиоклаза, частично замещая его.

9. Обилие в породах экзоконтактов роговой обманки указывает на широкое участие при контактовом метаморфизме растворов, имевших своим источником интрузию. Содержание в экзоконтактовых породах акцессорных минералов хотя и несколько повышенное, но не является каким-либо чрезмерным. Устанавливается отчетливая связь акцессориев с магматическим источником.

10. Слабо перекристаллизованные породы обладают бластокластическими, гетеробластическими, порфиробластическими структурами. При глубокой перекристаллизации в роговиках и амфиболитах происходит новообразование мелкозернистых агрегатов и стремление к гомеобластическим, гранобластическим структурам. Для роговой обманки характерно пойкилобластическое сложение. В породах, подвергшихся хотя бы частичному растворению, появляются гипидиоморфные соотношения, отчетливо преобладающие в гибридных породах. В последних происходит укрупнение компонентов. Отметим наличие в гибридных породах экзоконтактов и в контаминированных тоналитах пойкилитовых структур двойного происхождения: а) для кварца и роговой обманки пойкилитовые структуры обусловлены присутствием включений, которые кристаллизовались раньше этих минералов, и б) для кварца пойкилитовые структуры произошли путем захвата включений минералов дезинтегрированных амфиболитов. Кроме того, в гибридных породах имеет место сосуществование гипидиоморфных кристаллизационных и бластических структур.

11. С низкотемпературными процессами связаны различной интенсивности соскритизация, альбитизация и серицитизация плагиоклаза роговиков, амфиболитов и гибридных пород, а также хлоритизация биотита.

2. Ксенолиты

Постоянным элементом интрузивных пород являются ксенолиты, размер которых обычно не превышает 10 см, но доходит до 30—40 см. Формы включений закругленные, более или менее приближающиеся к эллипсоидальным. Границы достаточно резкие, однако при переходе от более крупных к мелким включениям они теряют четкость, и мы незаметно от ксенолитов переходим к мелким кучным скоплениям в гранодиоритах роговой обманки и биотита, которые таким образом можно рассматривать как реликты небольших деградированных ксенолитов.

В составе ксенолитов преобладают среднезернистые меланократовые амфиболиты с гранобластической структурой, в которых главную роль играет светлосерый плагиоклаз — андезин, черная роговая обманка и, в меньшей степени, биотит и белый или розоватый калиевый полевой шпат. Характерно повышенное содержание мелких зерен бурого сфена. Иногда в ксенолитах имеются реликты пироксена, на месте более крупных зерен которого развит зеленый волокнистый амфибол. Более мелкозернистые разновидности ксенолитов амфиболитов имеют в то же время и более резкие границы. В среднезернистых амфиболитах границы менее отчетливы, причем можно видеть или проникновение во включения магматического материала, или усиленную фельдшпатизацию с новообразованием больших зерен микроклина.

Интересны случаи нахождения в пределах одной глыбы гранодиоритов многочисленных небольших ксенолитов (величиной 3—5 см), которые различаются как по относительному содержанию роговой обманки и биотита, так и по степени зернистости. В редких случаях наблюдались ксенолиты амфиболитов с крупнозернистыми роговообманково-плагиоклазовыми полосами, которые резко обрывались границами включений. Возможно, что такие полосы отражают текстуры исходных для ксенолитов пород. Кварца в составе ксенолитов амфиболитов немного, причем между кварцем и плагиоклазом имеются гипидиоморфные соотношения. В ксенолитах часто появляются большие (до 1 см) зерна светлосерого микроклина, развивающиеся внутри ксенолитов вблизи их границ. Зерна микроклина встречаются группами. Они переполнены включениями роговой обманки. Появление аналогичных крупных выделений калиевого полевого шпата отмечено А. Н. Заварицким (1937) для Бердяушского плутона.

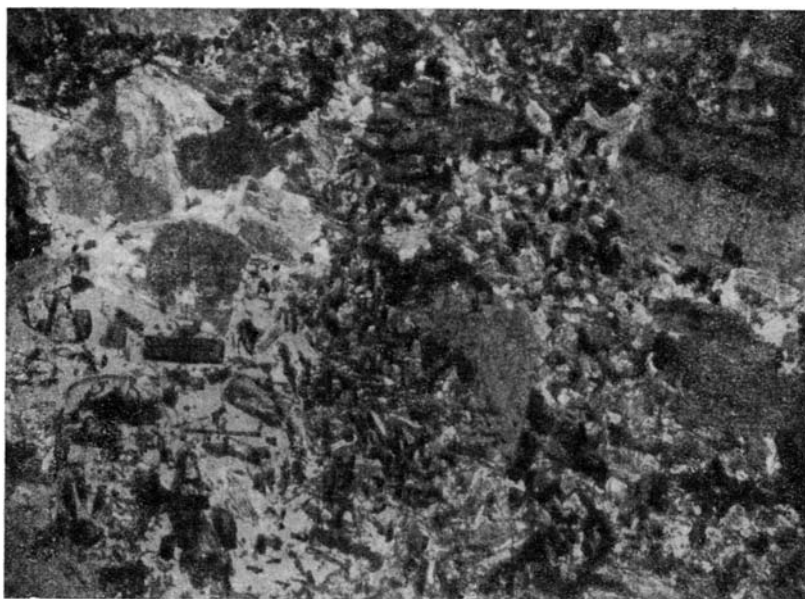
Здесь нет возможности привести подробную характеристику ксенолитов, и нам придется ограничиться только замечаниями, касающимися включений кварцево-микроклиновых амфиболитов, в составе которых обнаружены главные минералы: плагиоклаз, роговая обманка, микроклин, кварц и биотит; второстепенные: апатит, рудный минерал, титанит, иногда пироксен, биотит и кварц; из вторичных встречены: доизит, эпидот, мусковит, хлорит, серицит и карбонат. Содержание кварца и микроклина в этих породах колеблется от 10 до 25 %, плагиоклаза 30—45 %, а роговой обманки 30—50 %, иногда до 60—70 %.

Состав плагиоклаза не отличается постоянством. В большинстве случаев плагиоклаз принадлежит примерно тому же олигоклазу № 28—30, который характерен и для гранодиоритов. Наряду с этим встречаются ксенолиты с более основным андезином.

Структуры амфиболитов неоднородны. В них, наряду с участками, обладающими бластическими соотношениями компонентов, имеются участки с гипидиоморфными соотношениями. Первые состоят из скоплений табличек плагиоклаза величиной 0,2—0,5 мм. В промежутках между ними развиты одиночные зерна или скопления призматических выделений роговой обманки, иногда содержащие многочисленные точечные включения магнетита. По своему характеру эти скопления типичны для агрегатов, образовавшихся путем замещения пироксена, реликты которого в редких случаях встречались в роговой обманке. Плагиоклаз обладает отчетливой тенденцией к образованию вытянутых табличатых зерен. В описанной гранобластической массе иногда содержатся более крупные зерна роговой обманки с пойкилитовыми включениями кварца и плагиоклаза. Местами в интерстициях плагиоклаза появляется немного ксеноморфного кварца. Скопления роговой обманки изредка подвергаются интенсивному замещению биотитом, в значительной мере хлоритизированным. Отдельные чешуйки биотита вростают также и в изолированные зерна амфибола. Большие (2—3 мм) зерна микроклина и кварца распределены в ксенолитах неравномерно. Они как бы цементируют мелкозернистые агрегаты плагиоклаза и роговой обманки, причем плагиоклаз по отношению микроклина и кварца является отчетливо идиоморфным. Иногда кварц слагает нерезко отграниченные узкие полосы из больших зерен. В них среди кварца присутствует немного плагиоклаза и роговой обманки с реликтами пироксена. В кварце и микроклине содержатся мелкие призматические включения роговой обманки, обладающие идиоморфными конечными гранями. Концы таких включений иногда бесцветны. Мелкие идиоморфные таблички плагиоклаза встречаются в микроклине и кварце, причем, последнему иногда принадлежат очень тонкие включения в роговой обманке, которая в свою очередь включена в кварц (фиг. 11,

12, 13). В краях включений плагиоклаза в микроклине встречаются вроски мирмекитового кварца.

Кварц и микроклин производят впечатление материала, проникшего извне в момент перекристаллизации ксенолитов. В редких случаях границы ксенолитов представляются под микроскопом резкими, слегка лишь зазубренными, преимущественно же они имеют расплывчатый характер. Такие различия можно видеть даже при рассмотрении границ только ксенолитов пироксеновых роговиков. Однако в большинстве случаев границы ксенолитов амфиболитов не представляются резкими. Это



Фиг. 11. Ксенолит микроклинового амфиболита. Справа в зерне микроклина содержатся многочисленные мелкие идиоморфные включения роговой обманки. Николи скрещены, увел. 20.

сказывается в том, что минералы изверженной породы — кварц, плагиоклаз и микроклин, проникают в массу ксенолитов, нарушая их гранобластические структуры. Вместо последних между плагиоклазом, с одной стороны, калиевым полевым шпатом и кварцем — с другой, возникают гипидиоморфные соотношения. Таким образом, наблюдения за развитием структур в краевых частях ксенолитов говорят нам о том, что магматический расплав проникал в ксенолиты и частично растворял их; при последующей кристаллизации происходило развитие участков, обладающих типичными гипидиоморфнозернистыми структурами.

Ниже изложены основные выводы по изучению ксенолитов.

1. Среди ксенолитов преимущественным развитием пользуются переработанные включения вулканогенных пород основного и среднего состава. Степень перекристаллизации ксенолитов весьма неодинакова. Преобладают включения амфиболитов, совместно с которыми встречаются ксенолиты пироксеновых роговиков, аналогичных роговикам экзоконтактов интрузии. Столь большая разница в степени перекристаллизации пород может быть объяснена выносом преобладающей части включений из более глубоких горизонтов и захватом меньшей их части из пород кровли камеры интрузии.



Фиг. 12. Ксенолит микроклинового амфиболита. Идиоморфные включения роговой обманки в микроклин. Без анализатора, увел. 46.



Фиг. 13. Ксенолит кварцевого микроклинового амфиболита. Идиоморфные включения плагиоклаза и роговой обманки в кварце и микроклине. Николи скрещены, увел. 46.

Таблица 4

Минералогический состав ксенолитов

Ксенолиты Минералы	Плагин- кдазово- пироксе- новый порфирит	Пироксе- новый роговик	Кварцево- плагинкдазов- ый роговик	Биотитово- плагинкдазов- ый роговик	Амфиболиты					
					Кварцевые				Кварцево-микроклиновые	
Пироксен	+	+		—	(+)					(+)
Роговая обманка	+	(+)	(+)	—	+	+	+	+	+	+
Биотит	+		(+)	+	(+)	(+)	+	+	(+)	+
Плагинкдаз ¹	№ 53, № 36, № 28	№ 38, № 30	№ 54	(+) № 45	№ 36, № 32, № 23	№ 28, № 26	№ 36, № 28, № 22	№ 32, № 18, № 28	№ 12, № 38, № 30	№ 28, № 20, № 15
	№ 33	№ 32, № 28	№ 32	№ 32	№ 38	№ 28	№ 28	№ 28	?	№ 28, № 26
Микроклин	(+)		(+)			(+)	(+)		+	+
Кварц			+	+		(+)	(+)	+	+	+
Апатит	(+)	(+)		(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
Рудный минерал		(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)			(+)
Титанит		(+)	(+)	(+)	—	(+)		(+)	(+)	(+)
Альбит										×
Эпидот		×				×	×			×
Серицит		×				×	×	×	×	×
Хлорит		×			×		×	×	×	×

+ — главный породообразующий минерал; (+) — аксессуарный минерал; × — присутствие в качестве вторичного минерала.

¹ Числитель дроби — состав плагинкдаза в ксенолите; знаменатель дроби — состав плагинкдаза во вмещающей интрузивной породе.

Так же как и контактово-метаморфические породы, хорошо перекристаллизованные ксенолиты амфиболитов отличаются высоким содержанием цветных минералов, среди которых исключительным развитием пользуется роговая обманка, иногда биотит. Если в самих гранодиоритах пироксен встречается в ничтожных количествах и почти целиком замещен роговой обманкой, то в ксенолитах амфиболитов всегда присутствуют остатки пироксена или его структурные реликты — скопления неправильных зерен роговой обманки.

2. С усилением перекристаллизации ксенолитов происходит усложнение их минералогического состава, что наглядно представлено в табл. 4. В ксенолитах плагиоклазово-пироксеновых порфиритов сохранился первичный авгит, который подвергался замещению диопсидом. Диопсидовый пироксен характерен для всех остальных ксенолитов, когда он встречается в реликтах. Образование этого пироксена связано с перекристаллизацией включений. Роговая обманка у части ксенолитов роговиков отсутствует, но является обязательным компонентом амфиболитов. То же справедливо и по отношению биотита, но содержание биотита во включениях амфиболитов весьма непостоянно. Оба цветных минерала возникают в значительной степени метасоматическим путем, образуя обычный реакционный ряд: пироксен—роговая обманка—биотит. Если плагиоклаз является обычным компонентом ксенолитов, то появление заметных количеств микроклина связано с глубокой переработкой включений и типично для амфиболитов.

4. Необходимо отметить отсутствие фазового тождества у ксенолитов роговиков с вмещающими породами, что сказывается в несоответствии состава плагиоклазов (ср. числитель — плагиоклаз ксенолитов и знаменатель — плагиоклаз изверженной породы, табл. 4). Плагиоклаз ксенолитов или сохраняет зональное строение вкрапленников порфиритов, или обладает нормальной зональностью, возникшей, очевидно, при перекристаллизации включений, как в случае пироксенового роговика. Плагиоклаз роговиков сравнительно с полевым шпатом вмещающих изверженных пород является более основным. Это обстоятельство, а также сохранность минералогического состава включений основных порфиритов могут говорить о том, что начальная температура гранодиоритовой магмы отвечала условиям равновесия: пироксен — основной плагиоклаз. Для ряда роговиков необходимо подчеркнуть или полное отсутствие роговой обманки и биотита, или наличие их в аксессуарных количествах.

Высокое содержание биотита в биотитово-плагиоклазовых роговиках, вероятно, результат биотитизации, наличие которой иногда отчетливо устанавливается на границах ксенолитов и гранодиоритов.

5. Ксенолиты амфиболитов отличаются высоким содержанием цветных минералов, до 70—80% объема включений, среди которых главную роль играет роговая обманка. В некоторых включениях, отличающихся тонким проникновением в них кварца, роговая обманка большей частью замещена биотитом. В составе полевошпатовой части перекристаллизация ксенолитов сопровождалась выравниванием состава плагиоклаза включений и вмещающих пород и появлением кроме кварца значительного количества микроклина и аксессуарных минералов.

6. Роговиковые, гранобластические и реликтовые структуры в роговиках сменяются гранобластическими, пойкилобластическими, гипидиоморфными и пойкилитовыми структурами в кварцево-микроклиновых амфиболитах. Для них характерно образование очень больших выделений кварца и микроклина, содержащих многочисленные идиоморфные включения плагиоклаза и роговой обманки.

Явления на границах амфиболитовых ксенолитов говорят о проникновении магматического материала в ксенолиты, частичном их растворении

и последующей кристаллизации растворенного материала. Наибольшую способность к проникновению в ксенолиты обнаруживает материал, из которого возникли кварц и калиевый полевой шпат, в меньшей степени плагиоклаз. Этими обстоятельствами объясняется сочетание в ксенолитах кварцево-микроклиновых амфиболитов метаморфических и магматических структур.

7. Микроклин в гранодиоритах никогда не достигает таких больших размеров, как в ксенолитах. Намечается некоторое обеднение калиевым полевым шпатом гранодиоритов, прилегающих к ксенолитам. Обилие амфибола, иногда биотита и акцессорных, говорит о большой роли летучих компонентов при изменении ксенолитов. Общее направление изменений — приведение в соответствие твердых фаз ксенолитов с фазами вмещающих пород интрузива.

3. Гибридные породы эндоконтактов

Развитие явлений гибридизма в эндоконтактах хорошо видно в северо-восточных частях интрузии. Здесь среди большого поля гибридных ро-



Фиг. 14. Меланократовые пегматоидные роговообманковые габбро.

вообманковых габбро встречаются значительные выходы зернистых роговиков, обладающих бластопорфировыми структурами, и измененных плагиоклазово-пироксеновых диабазовых порфиритов. Вначале, при появлении в роговиках тонких полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых инъекций, возникают то более или менее крупнозернистые роговообманковые, то более мелкозернистые диоритоподобные разности, связанные быстрыми, но постепенными переходами. Большие зерна амфибола обычно содержат мелкие включения плагиоклаза. Из других минералов заметно присутствие кварца и моноклинового пироксена, уцелевших от замещения роговой обманкой. Затем, по мере увеличения количества инъекций, появляются значительные участки меланократовых диоритов с отчетливыми признаками переработки и загрязнения посторонним материалом. От диоритовых пород имеются постепенные переходы к крупнокристаллическим, пегматоидным или крупно- и среднезернистым пироксеновороговообманковым габбро и габбро-диоритам, содержащим основную лабрадор или даже битовнит (фиг. 14). В этих породах содержатся пятна и большие скопления крупных кристаллов роговой обманки длиной до 15 см. Такие же скопления больших (до 2 см) зерен белого плагио-

клаза содержат включения кварца и иногда имеют характер плагиоклазовых пегматитов. Местами в габбро обособляются участки горнблендитов. Непрерывное чередование различных по составу и облику горных пород такситового сложения, то меланократовых, то мезо- и даже лейкократовых с меняющейся основностью плагиоклаза — все это находит объяснение только в процессе гибридизма, путем ассимиляции вмещающих пород, от которых среди габброидов остались многочисленные ксенолиты.

В одном из обнажений среди довольно лейкократовых массивных роговообманковых пород (плагиоклаз № 60) с пятнистым распределением скоплений роговой обманки наблюдались две узкие полосы, обогащенные многочисленными ксенолитами мелкозернистых, почти черных пироксеново-амфиболовых роговиков. Эта брекчия роговиков пропитана инъекциями пироксеново-роговообманковых габбро. Между полосами брекчий, в зоне шириной около 2,5 м, залегает отчетливо полосчатая разность габбро, обладающая плоскостным параллелизмом. Полосчатая текстура обусловлена чередованием лейкократовых полос шириной 2—3 мм, обогащенных лабрадором, и полос, содержащих пятнистые закругленной формы скопления зерен роговой обманки. Полосчатость ориентирована в направлении СЗ 350°.

Пироксеново-роговообманковые габбро по своим структурам очень напоминают диориты. От последних они отличаются большей неравномерностью и наличием основного плагиоклаза — лабрадора, основность которого повышается до № 70.

Количественный минералогический состав габбро может быть охарактеризован следующими цифрами (табл. 5), заимствованными у Т. М. Дембо.

Т а б л и ц а 5

Количественно-минералогический состав пироксеново-роговообманковых габбро (в объемных процентах)

Минералы	1	2
Кварц	Сл.	Сл.
Плагиоклаз	32,0	44,1
Пироксен	9,5	17,7
Роговая обманка	58,1	37,7
Акцессории	0,4	0,5
	67,6	55,4

Текстурные признаки в этих породах — пятнистость и флюидалность — заметны и под микроскопом.

Пятнистость обусловлена наличием скоплений, сростков больших (5—10 мм) и неправильных зерен роговой обманки, в которых иногда сохранились реликты замещенного моноклинного пироксена.

В роговой обманке присутствуют пойкилитовые включения мелких табличек плагиоклаза. Скопления роговой обманки то распределены довольно равномерно и тогда они производят впечатление пятен, то локализируются в полосы и неправильные участки. Иногда в пятнистых пространствах между скоплениями роговой обманки занято агрегатами табличек лабрадора (1—2 мм), имеющими отчетливо выраженную флюидалность.

В шлифах, изготовленных параллельно плоскостям течения, видно, что у плагиоклаза преобладают широкие грани второго пинакоида (010) с резко выраженным зональным строением, а на поперечных сечениях породы бросается в глаза обилие двойников с плоскостями срastания (010).

Этот признак, вместе с магматическими структурами, говорит о том, что роговообманковые габбро и габбро-диориты кристаллизовались из магматического раствора. Более основной состав этих гибридных магматических пород очевидно обусловлен тем, что в данном участке контакта интрузии были ассимилированы породы габброидного состава.

Плагиоклаз гибридных пород (лабрадор) является более основным, чем в переработанных порфиритах (№ 47—53). Кроме того, обращает внимание



Фиг. 15. Меланократовые габбро. Без анализатора, увел. 20.

меланократовый облик преобладающей массы горных пород. В промежутках между большими зернами лабрадора расположены очень немногочисленные таблички плагинклаза II генерации (величиной 0,3—0,5 мм), ксеноморфные мелкие (около 0,5 мм) выделения роговой обманки, кварца и очень редкие неправильные листочки почти целиком хлоритизированного биотита.

В меланократовых разностях габбро крупные зерна роговой обманки иногда прорастают полевошпатовые участки (фиг. 15), как бы цементируя агрегаты лабрадора с образованием структур, сходных с пойкилоофитовыми.

При дальнейшем увеличении содержания в породах роговой обманки появляются все переходы к роговообманковым породам — горнблендитам. В них плагинклаз представлен ксеноморфными зернами, расположенными между сростками больших призматических зерен роговой обманки, которые при своем росте замещали плагинклаз и обусловили неправильное очертание его границ. Отметим тесную связь биотита, вернее образовавшегося на его месте пеннина, с рудным минералом и апатитом. Количество последних в габбро сравнительно с диоритами настолько возрастает, что мы имеем основание говорить о резком обогащении этих пород указанными аксессуарами, которые, вместе с тем, оказываются представленными более крупными зернами величиной до 0,2—0,3 мм.

Остановимся теперь на главнейших выводах, касающихся гибридных магматических пород.

Качественный минералогический состав пород ряда граниты — габбро

Граниты и гранодиориты			Диориты и габбро		
Главные	Второстепенные	Вторичные	Главные	Второстепенные	Вторичные
Плаггиоклаз Калиевый полевой шпат Кварц Роговая обманка Биотит	Моноклинный пироксен Рудный минерал Титанит	Актинолит Альбит Цоизит Эпидот Хлорит Серицит Карбонат	Плаггиоклаз Роговая обманка Биотит	Моноклинный пироксен Калиевый полевой шпат Кварц Апатит Рудный минерал Титанит	Актинолит Альбит Цоизит Эпидот Хлорит Серицит Карбонат

Таблица 7

Состав плаггиоклаза в породах ряда граниты — габбро

Последовательность	Граниты	Гранодиориты	Тоналиты	Кварцевые диориты	Диориты	Габбро
1	№ 25	№ 28	№ 40	—	—	№ 52
2	№ 16	№ 26	№ 38	№ 38	№ 48	№ 38
3	№ 16	№ 18	—	—	—	—
1	—	№ 33	№ 40	№ 44	—	№ 60
2	—	№ 25	№ 25	—	—	№ 48
3	—	№ 20	—	—	—	—
1	—	—	—	№ 47	—	№ 70
2	—	—	—	—	—	№ 52
3	—	—	—	—	—	№ 45

Произведенные петрографические исследования подтверждают геологические данные о наличии постепенных переходов от гранитов через гранодиориты к роговообманковым габбро и шпировым горнблендитам. Все разнообразие пород, начиная от диоритов и кончая габбро и горнблендитами, наблюдается на расстояниях, измеряемых десятками метров. Эти переходы между породами сопровождаются соответствующими изменениями качественного (табл. 6 и 7) и количественного минералогического состава.

Обращает внимание, что основные плаггиоклазы, для которых, как известно, характерны широкие двойники, сохраняют диоритовый облик, т. е. обладают отчетливо выраженной таблитчатой формой, тонкими многочисленными двойниками и резко выраженным зональным строением. Зональность в центральных частях выделений лабрадора иногда имеет пятнистый характер, и только нарастающие затем более кислые зоны обладают правильными ограничениями.

Для гибридных пород эндоконтактов характерны постоянное наличие реликтов пироксена и меланократовый облик, обусловленный широким развитием роговой обманки. В габброидных породах основность плагиоклаза возрастает до лабрадора № 70, который обладает прекрасно выраженным, нормальным зональным строением, т. е. всеми признаками кристаллизации из магматического расплава.

Количественный минералогический состав пород неустойчив. В гранитоидах это сказывается на колебаниях в содержании кварца. Обилие в гибридных породах эндоконтактов роговой обманки, акцессорных минералов и, местами, их пегматоидный облик говорят о том, что ассимиляция происходила при участии большого количества летучих. Последние, вероятно, и способствовали перемещению материала в участках гибридизированной магмы и созданию серии такситовых пород. Вероятно, этим перемещением обусловлены: а) неравномерное распределение роговой обманки и развитие последней путем замещения плагиоклаза, б) появление участков горнблендитов, в) заметные колебания в составе плагиоклаза гибридных пород и г) неравномерное распределение акцессорных минералов.

Колеблющийся более основной состав плагиоклаза габброидов очевидно обусловлен отнюдь не простым «сложением» олигоклаза гранитной магмы с лабрадором порфиритов, но и дополнительным газовым переносом в эндоконтакты кальция из более глубоких, также гибридизированных горизонтов интрузии. Тем же переносом материала с более глубоких горизонтов можно объяснить отчасти и накопление в эндоконтактах роговой обманки и акцессорных минералов.

Таким образом, весьма вероятно, что ассимиляция сопровождалась явлениями газового переноса, в ходе которого большую подвижность обнаруживали Са, Mg и Fe, т. е., что, кроме ассимиляции, имели место явления дифференциации. Подвижностью тех же компонентов, очевидно, следует объяснять и усиленную амфиболизацию вмещающих роговиков с новообразованием амфиболитов, в том числе и превращение ксенолитов в меланократовые амфиболиты.

Т. М. Дембо на основании наблюдений и геологических фактов доказывает, что глубоко перекристаллизованные участки пород кровли находились в пластическом полужидком состоянии, и допускает растворение их магмой. Отсюда становится понятным и разнообразие структур гибридных пород. Наши наблюдения подтверждают эти положения.

Таким образом, в северо-восточной части интрузии имеет место дальнейшее развитие и в более крупном масштабе тех же процессов гибридизма, которые были описаны выше и при которых гранодиориты в эндоконтактах сменялись тоналитами. Здесь геологические отношения и структуры гибридных пород позволяют предполагать, что в результате ассимиляции основных порфиритов и их туфов появилась гибридная магма, за счет которой возникли пироксенсодержащие габбро и диориты, связанные переходами с гранодиоритами. Очень показательно повсеместное распространение в гибридных породах небольшой примеси кварца. Отмеченные факты свидетельствуют о том, что вмещающие породы до начала кристаллизации интрузии местами были сильно раздроблены и в такие сильно нарушенные участки устремились магма и ее летучие компоненты. Здесь создались наиболее благоприятные условия для ассимиляции гранитоидной магмой пород кровли. Следовательно, результаты развития процессов гибридизации определяются совокупностью магматических и тектонических причин. Как уже отмечено, обилие в гибридных породах роговой обманки, повышенное содержание апатита, рудного минерала и титанита, возникновение крупнозернистых, иногда пегматоидных меланократовых пород, присутствие пироксена в тоналитах, широкий контактовый ореол

для биотита свидетельствуют о том, что 1) магма описанной интрузии обладала большим запасом тепловой энергии и имела температуру, отвечающую возможности кристаллизации пироксена, и что 2) магма интрузии была богата летучими компонентами, присутствие которых способствовало явлениям гибридизма и ассимиляции. Вся совокупность фактов приводит к выводу, что и сами гранодиориты появились в результате гибридизации гранитной магмы. Эта гибридизация могла начаться еще по пути в камеру остывания и продолжалась в пределах последней. Если на первых этапах она вызвала появление магмы гранодиоритового состава, то в пределах камеры остывания гибридизация сопровождалась образованием габброидных и диоритовых пород.

Различные исследователи по-разному объясняли особенности строения этой интрузии. М. Н. Альтгаузен рассматривал ее как одно целое, возникшее в результате дифференциации диоритовой магмы, а появление габброидных пород объяснял ассимиляцией доломитов¹. П. Н. Кропоткин и А. В. Глазковская пришли к выводу о наличии двух этапов интрузивной деятельности, причем с более ранним они связывали образование диоритов, а со вторым — вторжение гранодиоритов. Еще дальше по этому пути пошел Ю. А. Билибин, выделивший не два, а три этапа интрузивной деятельности. Наши наблюдения подтверждают выводы Т. М. Дембо о широком развитии явлений гибридизации гранитоидной магмы. П. Н. Кропоткин, возражая Т. М. Дембо, подчеркнул, что общий состав вмещающих интрузию пород, сравнительно с продуктами гибридизации, более кислый. Т. М. Дембо в ответ на это возражение объясняет возникновение меланократовых пород изменением даек габброидных порфири-тов², подчиненных толще осадочно-вулканогенных пород ордовика. Действительно, сопоставление анализов этих порфири-тов (I) и роговообманковых пород (II) показывает, что они в главных окислах очень близки по своему составу (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Химический состав порфири-тов (I) и роговообманковых пород (II), в %

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I	46,82	14,10	4,37	8,00	7,00	11,37	2,34	0,67
II	43,83	12,38	3,55	7,75	13,23	11,61	2,06	0,82

Наличие переходов от гранитов к роговообманковым габбро и горн-блендитам подтверждается также химическими анализами, для которых здесь приведены только числовые характеристики.

На прилагаемой диаграмме (фиг. 16) нанесены числовые характеристики, соответствующие данным табл. 9, а также характеристики средних типов изверженных горных пород, по Дэли, за теми же номерами, как они приведены в справочниках (Заварицкий, 1941, стр. 72—73).

Из рассмотрения правой половины диаграммы следует:

а) Положение вариационной линии для гибридных пород показывает большее значение чисел «а» сравнительно с породами нормальных типов.

б) Меланократовый характер гибридных пород габброидного состава, сравнительно с нормальными, нашел отражение в увеличении значений характеристики «в». То же справедливо и для части гибридных пород диоритового состава.

¹ Присутствие последних в составе пород кровли до сих пор не установлено.

² Последние, по нашим данным, являются эффузивами и пользуются ничтожным развитием.

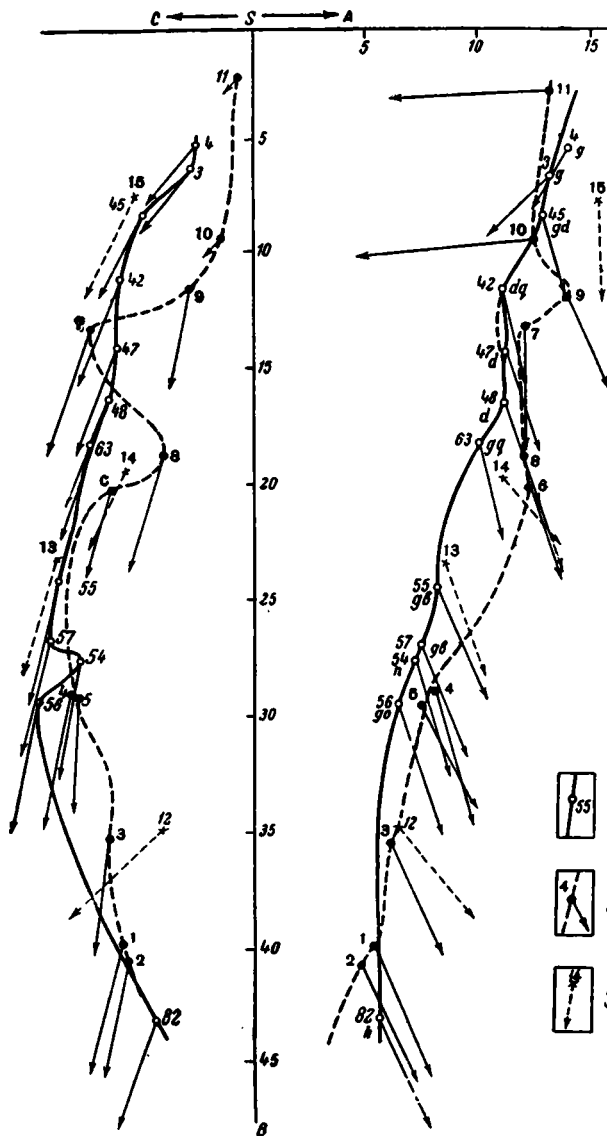
Числовые характеристики пород Курткульского массива

№ анализа	Анализируемые породы	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$	Вес. % SiO ₂
1	Горнблендит	5,5	5,2	40	49,3	—	25,3	54,0	20,7	78,6	7,2	3,4	17,6	1,06	43,83
2	Гибридные породы габброидного состава	4,6	5,2	40,5	49,7	—	28,4	48,5	23,1	82,8	10,9	4,2	15,0	0,9	43,91
3	То же	5,9	6,1	35,4	52,6	—	31,0	46,6	22,4	88,6	12,1	3,0	12,7	0,96	45,64
4	»	8,0	7,6	29,3	55,1	—	29,4	52,1	18,5	73,7	9,5	1,9	13,4	1,05	46,72
5	»	7,2	7,3	29,5	56,0	—	34,9	44,1	21	92,3	13,6	1,18	9,7	1,0	47,37
6	Гибридные породы диоритового состава	11,9	6,0	20,2	61,9	—	52,1	35,6	12,2	78,6	23,8	1,5	6	1,98	51,80
7	То же	11,4	6,8	13,4	68,4	—	43,2	54,7	2,1	74	11,6	1,34	7,2	1,64	57,46
8	»	11,7	3,7	18,7	66,2	—	33,1	50,5	16,3	77,4	17,4	1,0	5,9	3,08	58,00
9	Кварцевый диорит	13,4	2,6	11,7	72,3	—	39,2	42,6	18,2	78,2	14,8	0,73	15,2	5,1	64,83
10	Гранит	12,0	1,4	9,6	77,0	73,8	19,0	7,3	—	59,4	4	0,25	28,6	8,7	71,2
11	»	12,8	0,8	3,0	83,4	65,2	32,6	2,2	—	48	13	0,08	40,4	16	76,64
12	Порфирит (по Т. М. Дембо)	6,2	3,5	34,8	55,5	—	33,8	35,3	30,9	48,3	11,3	1,1	12,0	1,8	46,82
13	Туф порфирита	8,2	7,4	23,5	60,9	—	37,6	45,8	16,6	76	7,8	1,0	2,0	1,1	51,22
14	Роговик, образовавшийся из туфо-порфирита	10,7	5,4	19,6	64,3	—	50	28	22	69,2	14	1,0	1,8	2,0	55,48
15	Роговик, образовавшийся из туфогенного песчаника	14,2	4,8	7,6	73,4	—	57	43	—	68,2	0	0,8	13,6	3,0	64,40

в) В ряде случаев гибридные породы отличаются повышенным значением числа «m».

В левой половине диаграммы, несмотря на извилистый характер вариационных линий, нетрудно заметить, что гибридные породы отличаются меньшим значением числа «с», т. е. меньшим относительным числом атомов кальция, которые могут войти в анортитовую молекулу. Заметим, что характеристики анализов 1 и 2 очень близки, а между тем первая отвечает горнблендиту, а вторая названа (М. Н. Альтгаузен) габбро. Таким образом, перед нами налицо явление гетероморфизма.

Из рассмотрения характеристик анализов 13, 14 и 15 наиболее распространенных пород кровли интрузии следует, что они отвечают составу андезитовых пород и что гибридные породы являются более основными и меланократовыми. Этот вывод справедлив в отношении самой основной породы кровли — порфиритов анализа 12. Поэтому представляется вероятным, что в эндоконтактных зонах интрузии имели место не только явления гибридизма, но и последующая дифференциация с перемещением и накоплением части (Ca, Mg и Fe) ассимилированного материала, что приводит к появлению базифицированных меланократовых роговообманковых и роговообманково-плагиоклазовых пород. Очень показательны метасоматический способ развития роговой обманки за счет плагиоклаза и образование таким способом роговообманковых пород, что свидетельствует о реальности переноса Mg и Fe. Последние выносились и за пределы интрузии и вызывали накопление амфибола в роговиках экзоконтакта.



Фиг. 16. Диаграмма числовых характеристик средних типов изверженных пород по Дэли и пород одной из интрузий гранодиоритов с доказанными явлениями ассимиляции и гибридизма:

1 — вариационная линия и химические характеристики для средних типов изверженных горных пород по Дэли: *g* — гранит, *gd* — гранодиорит, *dq* — кварцевый диорит, *d* — диорит, *gg* — кварцевое габбро, *gb* — габбро, *n* — норит, *go* — оливковое габбро, *h* — горнблендит; 2 — вариационная линия и химические характеристики для нормальных изверженных и гибридных пород; 3 — химические характеристики пород кровли. Цифры на кривых отвечают номерам анализов (по справочнику А. Н. Заварицкого и по табл. 9).

Совокупность процессов ассимиляции и дифференциации представляет наиболее убедительной для объяснения сложных картин соотношений и состава среди пород описанной интрузии.

4. Крыккудукская интрузия

Совсем недавно вышла статья В. И. Гоньшаковой (1950), работавшей с нами в 1947 г. по изучению явлений гибридизма в пределах Крыккудукского массива. Из опубликованных материалов видно, что в пределах этой интрузии развит тот же комплекс пород, который был описан нами выше. В экзоконтактах Крыккудукской интрузии обычно наблюдаются роговообманковые и пироксеново-роговообманковые роговики. Структуры пород бластопорфировые, порфиробластовые, порфиро-пойкилобластовые, гипидиогранобластовые.

Однако во многих случаях дело не ограничивается образованием обычных роговиков. При более интенсивном воздействии интрузии на вмещающие породы, роговики к контактам с гранодиоритами переходят в зернистые, нередко даже крупнозернистые и неоднородные меланократовые породы весьма неустойчивого минералогического состава. В одних случаях их можно называть зернистыми роговиками, в других по внешности они сходны с амфиболитами и, наконец, когда они по составу отвечают меланократовым габброидам, их следует называть плагиоклазово-пироксеновыми породами. Интрузивный облик этих пород был причиной того, что они описывались некоторыми исследователями, в том числе и Ю. А. Билибиным, как изверженные породы состава габбро, габбро-норитов и т. д. Только Е. И. Рыцк впервые подметил особенность их минералогического состава и структур, установил образование этих пород за счет пород кровли и назвал их крупнозернистыми роговиками.

Остановимся на описании некоторых пунктов, в которых наблюдались эти породы.

В 1,5—2 км к северо-западу от оз. Тастыкуль, у подножья хорошо заметной со стороны озера островершинной сопки, имеются многочисленные выходы меланократовых роговообманковых габбро-диоритов. На коротких расстояниях они переходят в диориты, а затем в кварцевые диориты и гранодиориты. Сама сопка сложена очень свежими средне-, крупно- и гигантокристаллическими такситовыми порфировидными пироксеново-лабрадоровыми породами. Между большими зернами моноклинного пироксена и плагиоклаза в них содержатся роговиковые агрегаты тех же минералов. Пироксен частично замещен роговой обманкой. На поверхностях выветривания хорошо видны реликты обломочных структур исходных перекристаллизованных пород.

В западных экзоконтактах массива и в провесах кровли на широте оз. Тастыкуль и южнее его встречаются амфиболиты, характеризующиеся неоднородными и неравномернозернистыми гранобластическими структурами. Меланократовые участки пород обильно насыщены амфиболом и биотитом, иногда содержат моноклинный пироксен, а в более лейкократовых участках, связанных с первыми постепенными переходами, преобладает плагиоклаз (лабрадор, в редких случаях битовнит). В меланократовых участках пироксен, а также плагиоклаз подверглись замещению роговой обманкой. В лейкократовых крупнозернистых участках отчетливо сказалось влияние интрузии. По составу они отвечают кварцевым диоритам и состоят из больших зерен обычно серицитизированного плагиоклаза (олигоклаз № 28) и кварца, промежутки между которыми заполнены мелкозернистым агрегатом, состоящим преимущественно из роговой обманки с подчиненным развитием плагиоклаза, кварца и примесью микроклина. Мелкозернистая масса корродирует более крупные зерна и содержит свежий более основной (№ 36) плагиоклаз-андезин. В массе амфиболитов наблюдаются остатки кровли в виде линз длиной 10—15 м и шириной 1,5—2 м, представленные ороговикобразными порфиритами и туфами. Они связаны постепенными переходами с амфиболитами, но

иногда имеют с ними и резкие границы. В переходных участках обычно образуются резко такситовые неравнозернистые амфиболиты.

Под микроскопом породы обладают порфиробластическими структурами с порфиробластами лабрадора (№ 60—68), замещаемыми мелкозернистой роговой обманкой. Основная масса таких пород характеризуется роговиковыми структурами и содержит тот же лабрадор (№ 68—70), а также примесь биотита и кварца.

Описанными фактами устанавливаются: 1) образование амфиболитов за счет пород кровли, 2) образование меланократовых амфиболитов путем вытеснения плагиоклаза роговой обманкой, 3) наличие явлений привноса материала со стороны интрузии с появлением микроклина, биотита и кварца.

Ниже мы рассмотрим еще примеры по наблюдениям З. М. Усачевой.

Весьма интересного состава породы наблюдались среди гранодиоритов немного юго-восточнее поселка Крык-Кудук, где они слагают резко выделяющуюся в рельефе сопку. Сопка эта имеет в поперечнике около 2 км и сложена внешне однообразными, темносерыми крупно- и среднезернистыми породами, в которых местами имеются порфиробласты роговой обманки, величиной до 3 см. Микроскопическое изучение показало, что среди пироксеново-плагиоклазовых пород выделяются две разности, связанные постепенными переходами. Одна из них по составу представляет оливинный габброид и содержит до 57% плагиоклаза № 53—68, моноклиновый пироксен (20—30%), роговую обманку (10—20%), оливин (8%) и акцессории. Породы обладают гетеробластовой, участками пойкилобластовой структурами. Вторая разность, пользующаяся наибольшим распространением, отличается примерно тем же содержанием, но более основного плагиоклаза (№ 72), значительным развитием гиперстена (30%) и подчиненной ролью клинопироксена (10%) и роговой обманки (5%).

Вторая разность гиперстеново-плагиоклазовых пород слагает центральные части выхода, затем она постепенно сменяется оливинсодержащими породами, которые контактируют с диоритами эндоконтакта интрузии.

С первого взгляда структуры этих пироксеново-плагиоклазовых пород представляются тождественными офитовым структурам магматических габброидов. Однако более внимательное их рассмотрение показывает наличие двух признаков, отличающих их от нормальных магматических образований. Первый признак заключается в том, что плагиоклаз обладает идиоморфизмом только для граней (010) и имеет отчетливый таблитчатый габитус, тогда как вместо граней третьего пинакоида (001) наблюдаются зазубренные, неправильные границы.

Другим признаком является гетеробластический характер структур, причем небольшие колебания в размерах компонентов не имеют видимых закономерностей, характерных для магматических пород. Наконец, обращает внимание небольшая ширина двойниковых полосок плагиоклаза, которая более характерна для средних, а не основных плагиоклазов. По указанным причинам для структуры описанных пород наиболее подходит название гипидиогранобластической, обусловленной кристаллизационной способностью минералов.

Таким образом, для описанных контактово-метаморфических пород можно считать установленным:

1) Наличие двух этапов контактового метаморфизма. Первому отвечает образование роговиков; второму, сопровождавшему движения и раздробление роговиков, — развитие в них инъекций магматического материала, около которых имеет место их интенсивная амфиболизация.

2) Образование пироксеново-плагиоклазовых пород за счет вулканических пород кровли.

3) Непостоянный состав плагиоклаза в пределах одного и того же выхода пироксеново-плагиоклазовых пород, изменяющийся от андезина до битовнита, и появление ромбического пироксена с приближением к контактам с интрузией. В тех же условиях иногда появляется оливин. Должна быть подчеркнута необычная ассоциация этих минералов с биотитом и кварцем.

4) Структуры пород гранобластические, при более интенсивной перекристаллизации гипидиогранобластические, иногда плохо отличимые от магматических.

Последнее замечание объясняет нам, почему эти породы ранее описывались как изверженные образования.

Р. Э. Квятковский, например, указывал на наличие в интрузии эндоконтактов, сложенных габбро-норитами и габбро, с ссылкой на те пункты (например Куянбай), которые описаны нами выше. Отсюда понятны и разногласия между различными точками зрения, не учитывающими метаморфическую природу этих габброидов. Так, согласно Р. Э. Квятковскому, габбро и диориты связаны постепенными переходами с гранодиоритами. По мнению Ю. А. Билибина, интрузия является многофазной с последовательностью вторжения: габбро-нориты, тоналиты и адамеллиты.

Изложенные данные, позволяют сделать вывод о том, что особенности интрузивных пород Кырккудукской интрузии объясняются, прежде всего, широким развитием явлений гибридизма, которые, возможно, начались еще при подъеме магмы до достижения ею настоящей камеры. Этим следует объяснять неоднородный состав пород интрузии и наличие между ними постепенных переходов, о чем мы находим многочисленные указания у Р. Э. Квятковского (1941), З. М. Усачевой и Е. И. Рыцка. Обращает внимание, что появление в эндоконтактах более основных пород, чем тоналиты и адамеллиты, не показывает зависимости от содержания ксенолитов.

Образование в эндоконтактах габбро-диоритов, диоритов и сиенито-диоритов сопровождалось накоплением цветных минералов, потерей калиевого полевого шпата и кварца. Вблизи самих контактов, на фоне пород роговиковой фации, в местах наиболее интенсивного воздействия интрузии на породы кровли, образуются метасоматические, неоднородные контактовые породы, которые по составу легко отнести — и действительно их относили — к пироксенитам, габброидам и разнообразным диоритоидам. Во всех этих породах существенную роль играет роговая обманка, что вместе с пегматоидными структурами свидетельствует о большой роли в процессах перекристаллизации летучих компонентов, а если принять во внимание большое содержание роговой обманки и в породах эндоконтактов, то имеем основание утверждать, что вообще область контактов была обогащена летучими. Наше внимание останавливается на 1) меланократовом облике образующихся в экзоконтактах пироксеново-плагиоклазовых пород и амфиболитов и 2) уменьшении в них основности плагиоклаза и содержания пироксенов с удалением от контакта с интрузией. Эти факты могут получить объяснение, если мы предположим, что имела место перекристаллизация пород с привнесом из интрузии по крайней мере Mg и Fe и, может быть, частью Ca, т. е. происходила базификация вмещающих пород за счет того материала, который был поглощен гранитной магмой при ее гибридизации.

5. Еще один пример малой интрузии гибридных пород

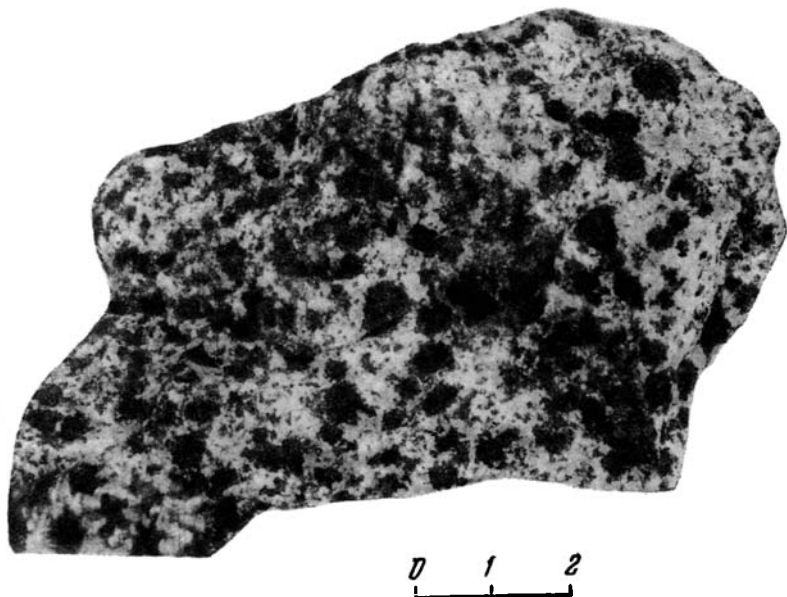
Нам остается теперь описать один из случаев малого интрузивного тела кварцево-диоритового состава, для которого есть основания предполагать гибридизацию магмы на глубине. Эта интрузия имеет в плане

овальную, почти округлую форму и площадь, равную 0,3 кв. км. Ее контакты крутые, часто вертикальные. Вмещающие породы — туфогенные песчаники карадока, под которыми на глубине доказано залегание андезитовых порфиров и их туфов.

Т. М. Дембо представлял себе образование этих кварцевых диоритов путем переработки пород кровли гранитной магмой.

Эти представления последними работами не подтвердились. Оказалось, что массив имеет нормальные интрузивные контакты с вмещающими ороговикованными породами.

В составе интрузии главную роль играют кварцевые диориты, в меньшей степени развиты диориты и габбро-диориты. Кроме того, известны находки в двух-трех случаях гранодиоритов и гранитов (состав гранодиорита: кварц — 19,9%, микроклин — 24,0%, плагиоклаз — 43,3%,



Фиг. 17. Пятнистые разности кварцевых диоритов.

биотит — 12,8%). Все перечисленные породы связаны переходами. Среди минералов преобладают роговая обманка и плагиоклаз — зональный андезин. В более основных разностях в роговой обманке встречаются реликты клинопироксена, иногда в сростании с гиперстеном, а основность плагиоклаза повышается до лабрадора (№ 55). Примесь кварца встречается во всех разностях. Биотит и микроклин в общем распространены незначительно. Акцессорная часть пород представлена рутилом, титаномагнетитом; особенно распространены апатит и титанит.

В химическом отношении диориты аналогичны гибридным породам ранее описанной интрузии. Для них также характерно обогащение магнием и высокое значение характеристики «b».

В краевых частях интрузии выходят зеленовато-серые среднезернистые пятнистые меланократовые кварцевые габбро-диориты, содержащие большие короткопризматические зерна роговой обманки или их сростки, в которых имеются реликты пироксенов (фиг. 17). В роговой обманке нередко содержатся мелкие включения плагиоклаза. Местами в породах наблюдаются небольшие, нерезко отграниченные крупнокристаллические пегматоидные агрегаты роговой обманки и плагиоклаза. От пятнистых

разностей есть переходы к равномернозернистым диоритам и кварцевым диоритам с характерным развитием призматической роговой обманки, нередко образующей лучистые сростки. Содержание роговой обманки в породах колеблется от 30 до 60 %.

В кварцевых габбро-диоритах содержание кварца достигает 14 %, в меланократовых кварцевых диоритах оно колеблется от 6 до 19 % и от 18 до 27 % в гранодиоритах и гранитах. Из цветных минералов в более меланократовых разностях резко преобладает роговая обманка, которая уступает биотиту лишь в некоторых гранодиоритах. Содержание плагиоклаза колеблется преимущественно около 40 %. Калиевый полевой шпат, обычно отсутствующий в габбро-диоритах и кварцевых диоритах, составляет в гранодиоритах от 8 до 15 %.

По внешнему виду среди описываемых пород можно выделить две наиболее распространенные разности: 1) призматически-зернистую с отчетливо развитой длиннопризматической роговой обманкой, и 2) пятнистую, с кучным скоплением цветных минералов и с присутствием реликтов пироксена. В этой пятнистой разности иногда появляется порфировидность. Призматическизернистые структуры распространены среди кварцевых габбро-диоритов и наиболее меланократовых диоритов, а пятнистые и порфировидные развиты преимущественно в кварцевых диоритах, гранодиоритах и тоналитах.

Пятнистая разность кварцевых диоритов отличается тем, что роговая обманка располагается скоплениями, группируясь на месте замещенных зерен пироксена. В этом типе пород намечаются более четко две генерации минералов, что приводит в отдельных случаях к развитию порфировидных структур. Кварц, присутствующий в большом количестве, выполняет крупные поля, включающие идиоморфные зерна роговой обманки и плагиоклаза с образованием своеобразной пойкилитовой структуры. .

В центральных частях скоплений роговой обманки иногда можно наблюдать зерна моноклинного пироксена, величиной 1—3 мм, или сростки моноклинного пироксена с гиперстеном, отороченные более или менее широкой каймой из призматических неправильных зерен буровато-зеленой роговой обманки. На внешнем крае роговообманковой зоны иногда концентрируются листочки биотита, замещающие амфибол. Таким образом возникают соотношения, напоминающие венцовые структуры. Однако чаще пироксеновая часть «пятен» не сохранилась. На ее месте развились бластические агрегаты неправильных зерен актинолита и совсем редко по гиперстену образовался биотит.

Среди роговой обманки и актинолита встречаются мелкие, 0,2—0,3 мм, чаще округлые, чем несколько угловатые контуры, заполненные зеленоватым волокнистым серпентиновым минералом, пропитанным мелкими зернами магнетита. Хризотилоподобный характер серпентинового минерала типичен для продуктов замещения оливина. Последний, судя по количеству магнетита, образовавшегося при его изменении, был представлен железистой разностью и непосредственно наблюдался в одном случае лишь Ю. А. Билибиным.

Таким образом, эти данные позволяют предполагать, что в самые начальные моменты кристаллизации пород произошло выделение богатого железом оливина, зерна которого были блокированы и включены в позднее образовавшиеся моноклинный и ромбический пироксены, а затем около выделенных пироксенов возникли реакционные каймы и агрегаты зелено-бурой роговой обманки. Можно отметить естественную и прямую зависимость между содержанием в породах цветных минералов и количеством реликтов пироксена.

Промежутки между «пятнами» цветных минералов заполнены большими идиоморфными выделениями плагиоклаза, среди которых распо-

ложены немногочисленные ксеноморфные зерна кварца. Изредка удавалось наблюдать идиоморфизм больших зерен плагиоклаза по отношению к моноклинному пироксену. В других случаях главную массу пород также составляют большие зерна плагиоклаза и скопления цветных минералов, но в промежутках между ними наблюдается мелкозернистая генерация идиоморфных выделений плагиоклаза и зеленой роговой обманки, погруженных в кварц. Последний в этих участках играет роль базиса, заполняющего промежутки между ранее выделившимися минералами. Заметим, что внешне такие зерна кварца с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и роговой обманки чрезвычайно напоминают те, которые были описаны нами для амфиболитов и ксенолитов.

Особенности качественного и количественного состава пород этой интрузии с первого же взгляда под микроскопом ставят их вне ряда нормальных интрузивных пород. Аналогичные состав и структура до повторения деталей отмечены для многих малых интрузивных тел Северного Казахстана.

При объяснении способа образования описанных пород нельзя упускать следующие моменты:

1. Среди диоритовых пород имеются выходы гранодиоритов и гранитов, а немногочисленная жильная серия интрузива содержит типичные для гранитных интрузий жильные граниты, микрограниты, аплиты и пегматиты. Эта ассоциация жильных пород указывает на прямые генетические связи диоритов с гранитами (Полквой, 1950).

2. Структура диоритов свидетельствует о том, что они образованы путем кристаллизации. Против положения Т. М. Дембо о гибридации магмы на месте говорят: а) очень небольшие размеры интрузивного тела, в пределах которого трудно себе представить так далеко зашедшие явления гибридации; б) состав вмещающих пород — туфогенные песчаники, в которых залегает верхняя часть интрузии, содержат кварц и мало железо-магнезиальных компонентов, наконец, главное — в) четкие интрузивные контакты диоритов со всеми вмещающими породами, в том числе с андезитовыми порфиритами и их туфами, что указывает на вторжение уже гибридизированной на глубине гранитной магмы.

3. Исключительное развитие в составе диоритов роговой обманки, большое содержание в них аксессуарных минералов, наличие пегматоидных разностей пород свидетельствуют о высоком содержании в гибридизированной магме летучих компонентов. Объяснить образование в краевых частях массива более основных пород мы можем только теми же причинами, какими это было сделано выше.

III. ЗНАЧЕНИЕ ЯВЛЕНИЙ ГИБРИДИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГРАНИТОИДОВ

Хотя в настоящей статье мы вынуждены ограничиться описанием только части имеющегося материала по явлениям гибридизма, тем не менее уже сейчас можно сделать следующие выводы.

1. Контрастный состав вулканогенных пород нижнего палеозоя по сравнению с гранитами обеспечил довольно широкое распространение явлений гибридизма в Центральном Казахстане. Однако в существующей литературе по Казахстану эти явления оказались незамеченными, или принесенными в жертву теориям дифференциации, или описанными поверхностно. Такое отношение к процессам гибридизма характерно не только для Центрального Казахстана. Следует подчеркнуть, что среди наших исследователей лишь Д. С. Белянкин (1937) последовательно обращал внимание на контактовые процессы и на их значение для петрогенезиса. В создавшемся положении следует видеть результат не критического

отношения к теоретическим положениям Н. Боуэна о невозможности растворения магмой тех твердых фаз, которыми она должна быть пресыщена. Так была аргументирована невозможность растворения гранитной магмой материала основных пород. А между тем уже давно не только в нашей, но и в зарубежной литературе стали известны факты и раздавались голоса, предостерегающие против взглядов Н. Боуэна. Напомним здесь хотя бы об установленных фактах растворения риолитовой магмой основных пород (К. Феннер), что находится в явном противоречии с учением о кристаллизационной дифференциации. По существу эти разногласия касались более важного и общего принципиального вопроса — о влиянии геологической среды на вещественный состав магматических процессов.

По тем же причинам в литературе последнего времени имеется путаница в области терминологии, примененной к продуктам гибридизма. Так, в связи с распространением теории Н. Л. Боуэна термин «ассимиляция» в последнее время незаслуженно получил очень ограниченное употребление.

Необходимо остановиться на той терминологии, которая в настоящее время применяется, с учетом тех соображений, которые по этому поводу в свое время были высказаны А. Н. Заварицким (1937).

а) **А с с и м и л я ц и я** (от французского слова *assimilation*). Термин обозначает процесс усвоения — плавления и растворения магмой постороннего материала.

б) Понятие о **г и б р и д и з м е** и **г и б р и д н ы х** **п о р о д а х** было введено в 1905 г. Харкером. Термин происходит от латинского слова *hibridae* — нечто двойного происхождения. Автор этих терминов предлагал их для обозначения пород, образовавшихся путем ассимиляции ранее застывших магматических пород магмой позднейшей интрузии или путем смешения двух магм. В. Н. Лодочников (1927, стр. 70) справедливо подчеркнул, что термин «гибридная порода» является совершенно нейтральным и указывает только на двойное происхождение составляющих породу частей. Он считал уместным применять его и к породам, возникшим в результате воздействия магмы на роговики, т. е. тем образованиям, которые были описаны нами для экзоконтактов интрузий.

Следует принять замечание А. Н. Заварицкого, что представления о гибридизме мы должны прилагать только к тем породам, особенности вещественного состава, текстур и структур которых не позволяют их отнести в ряд производных нормальных магм.

в) **К о н т а м и н а ц и я** (загрязнение) — термин, который получил широкое распространение в последнее время. Автор этого термина Х. Рид ввел его в 1923 г. с тем, чтобы обозначить только процесс усвоения магмой осадочного материала, когда в результате получаются контаминированные (загрязненные) породы.

Таким образом, если указанные термины применять в их первой редакции, то термин гибридизм охватывает явления применительно к магматическим породам, а термин контаминация — результаты усвоения магмой осадочных образований. В настоящее время термины гибридные и контаминированные породы, а также термины ассимиляция и контаминация обычно употребляются в одинаковом смысле, что, конечно, не оправдывает необходимости их одновременного существования и использования.

Кажется естественным, что практическое использование терминов часто придает им новое содержание, и если новое содержание отражает прогресс научных знаний, оно получает право гражданства, а первоначальный смысл термина напеминает лишь о первом этапе изучения объекта.

В наше время термин контаминация получил более широкое толкование, чем у Х. Рида, и его применяют и в тех случаях, когда загрязняющий материал принадлежит изверженным образованиям.

Такие определения, как: гибридные породы, гибридизм, процессы гибридизации, получили общий смысл. Они применяются к горным породам, явлениям и процессам, для которых очевидно и доказано двойное происхождение их материальной основы. Эти термины не отражают существа процессов образования гибридных пород.

Для обозначения процессов применяются два термина: ассимиляция и контаминация. Первый мы предполагаем ограничить случаями усвоения и плавления постороннего магме материала без сохранения, после ассимиляции, реликтов материального каркаса поглощенных пород и образование таким способом гибридной магмы, кристаллизация которой вызывает появление пород, обладающих особенностями гибридных образований.

Термин контаминация — предполагает взаимную реакцию между обломками захваченных пород и интродуцировавшей магмой, причем в контаминированных породах контуры обломочного материала в большей или меньшей степени сохраняются. В основе современного термина контаминации лежит представление об усвоении магмой постороннего материала путем метасоматических реакций и выноса части продуктов последних через посредство летучих в магму. Контаминация и ассимиляция могут отвечать, и часто действительно отвечают, различным этапам переработки постороннего материала. Кроме того, нужно выделить гибридные породы инъекционно-контактового происхождения, образование которых связано с проникновением в раздробленные зоны пород кровли ограниченного количества магматического материала в виде обогащенных летучими компонентами инъекций, причем и в этом случае может иметь место частичное плавление пород кровли. Так как формирование гибридных пород всегда связано с наличием контакта различных сред, следует различать эндоконтактовые и экзоконтактовые гибридные образования.

Изложенный фактический материал и наблюдения над другими интрузиями позволяют выделить несколько рядов магматических гибридных пород, связанных постепенными переходами с гранитами.

I ряд: габбро — габбро-диориты — диориты — кварцевые диориты — тоналиты — адамеллиты — граниты.

Этот ряд во многих регионах является главным. Другие ряды играют обычно меньшую роль и по существу представляют отклонения от главного ряда.

II ряд: габбро-диориты — кварцевые диориты — кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты и граниты.

III ряд: габбро-диориты — сиенито-диориты — кварцевые сиенитс-диориты — адамеллиты и граниты.

Наконец, в эндоконтактах интрузий известны переходы гранитов в сиениты и граносиениты, т. е. представители еще четвертого ряда:

IV ряд: сиениты — граносиениты — граниты.

В ряде случаев существует обратная зависимость между размерами тел и степенью гибридизма, т. е. чем меньше размеры интрузий, тем дальше в них зашли явления гибридизма, что, вероятно, объясняется различными количественными соотношениями между интрузивным и поглощенным материалом и высоким содержанием летучих в магме. Аналогичный момент установлен для Алтая Н. А. Елисеевым (1938).

Внешние признаки гибридных пород выражаются в присутствии ксенолитов и в меланократовом такситовом их облике. Для них характерно среднезернистое, нередко порфировидное сложение. Наиболее распространенными текстурами гибридных пород (диориты, габбро) являются

массивные, с кучным или пятнистым распределением минералов, иногда с пегматоидными обособлениями цветных и лейкократовых составных частей. Часто также встречаются диориты и роговообманковые габбро с бросающейся в глаза длиннопризматической роговой обманкой. Такие разности связаны с пятнистыми постепенными переходами, иногда в пределах одного штупа. Очень типичны быстрые изменения зернистости пород и их количественно-минералогического состава с переходами лейкократовых разностей к преобладающим меланократовым. Наличие в диоритах и габбро пегматоидных обособлений подчеркивает большую роль в процессах ассимиляции летучих компонентов.

В краевых частях ряда интрузий, в том числе в эндоконтактах несогласных со слоистостью вмещающих пород, констатировано развитие плоскостного и линейного параллелизма, свидетельствующее о кристаллизации магмы в обстановке продолжавшихся движений.

Качественный минералогический состав гибридных пород характеризуется наличием всех членов реакционного ряда. Среди цветных минералов встречены оливин (очень редко), ромбический пироксен (редко), моноклинный пироксен (обычен), роговая обманка (исключительно большая роль), биотит (в кислых членах рядов). Среди моноклинных пироксенов отмечены авгит и диопсид. В Северном Казахстане наиболее обычен пироксен ряда диопсид — геденбергит.

Состав основных гибридных пород характеризуется более высокотемпературным парагенезисом клинопироксен (ряд диопсид — геденбергит) — основной плагиоклаз, с последующим интенсивным замещением пироксена или обоих минералов роговой обманкой. В породах диоритового состава обычен парагенезис роговая обманка — средний плагиоклаз.

Роговая обманка представлена бурой и зеленой разностью. Первая по времени образования более ранняя. В качестве примесей, а иногда существенных компонентов, присутствуют микроклин и кварц.

Количественно-минералогический состав гибридных диоритов и габброидов характеризуется: а) непостоянством и б) ненормально высоким содержанием роговой обманки, составляющей в среднем около 50 %, иногда до 70 % объема пород, при одновременном присутствии пироксена и примесей калиевого полевого шпата и кварца. Накопление роговой обманки приводит к появлению пород, близких к горнблендитам. Указанные признаки, вместе с повышенным содержанием апатита, рудного минерала и титанита, характерны для гибридных пород (Заварицкий, 1937).

Для гибридных диоритов и отчасти для габбро очень характерны пойкилитовые структуры, обусловленные: а) многочисленными включениями идиоморфных зерен плагиоклаза и роговой обманки в больших зернах кварца, который играет роль базиса, заполнившего промежутки между ранее выделившимися минералами; б) включениями плагиоклаза в роговой обманке и в кварце, в) присутствием идиоморфных включений роговой обманки и плагиоклаза в крупных выделениях калиевого полевого шпата.

Аналогичные пойкилитовые структуры отмечены А. Н. Заварицким для сиенито-диоритов Бердяушского плутона. Среди пойкилитовых структур следует выделять такие, которые обусловлены последовательностью кристаллизации (кристаллизационные), и такие, которые возникли в ходе процессов замещения. Примером последних могут служить структуры, возникающие при интенсивном замещении плагиоклаза роговой обманкой.

В инъекционно-контактных гибридных породах, в том числе и в ксенолитах, структуры более разнообразны: роговиковые, гранобластические, панидиоморфнозернистые, переходные к настоящим гипидиоморфнозернистым. Такое непостоянство и разнообразие структур свидетельствует

о разнообразных способах переработки материала кровли, начиная от простой перекристаллизации и кончая появлением большего или меньшего количества гибридизированной жидкости — расплава.

Установлена определенная направленность изменения изученных ксенолитов в сторону приближения их состава и структур к составу и структурам изверженных пород, что обусловлено частичным их растворением и появлением в них интерстициальной жидкости, а также проникновением в них магматического материала.

Глубоко перекристаллизованные ксенолиты вулканогенных пород представлены бластопорфировыми меланократовыми амфиболитами, амфиболитами с калиевым полевым шпатом и кварцем. Границы таких ксенолитов с вмещающими породами менее отчетливые, чем у включений роговиков. Для ксенолитов зеленокаменных пород можно выделить несколько этапов переработки: 1) роговики, 2) амфиболиты, 3) амфиболиты с микроклинном и кварцем (частичное плавление), 4) растворение ксенолитов с образованием гибридной магмы габброидного и диоритового состава. Указанные четыре этапа контаминации и ассимиляции в общем соответствуют четырем стадиям магматизации, отмеченным Д. С. Коржинским (1946), и их наличие объясняет разнообразие структур ксенолитов.

На меланократовый облик ксенолитов и гибридных пород обратил внимание для Бердяушского плутона и А. Н. Заварицкий (1937), причем у многих авторов это обстоятельство часто находило оправдание в предположении, что обломки измененных пород принадлежали основным породам. В 1946 г. этому вопросу большую сводку посвятила Д. Л. Рейнольдс (1950). Из главных выводов этого автора для нас интересны:

1) Прохождение ксенолитами двух этапов изменения, из которых первый получил название процесса базификации, когда происходит усиленный привнос из интрузий оснований Са, Mg и Fe, а также новообразование в них апатита и титанита. Второй этап сопровождается привносом кремния и щелочей; этот этап получил название гранитизации.

2) Ссылаясь на исследования других авторов и свои наблюдения, автор приходит к важному выводу, что включения глинистых пелитовых пород могут дать ксенолиты, по минералогическому, химическому составу и структурам тождественные переработанным включениям основных и диоритовых пород. Те же два этапа изменений Д. Рейнольдс находит и в ксенолитах измененных основных пород. Важно подчеркнуть, что все выводы автор основывает на хорошо изученных в химическом отношении примерах. К таким примерам относятся и случай, описанный Шварц. Он интересен тем, что зеленокаменные породы в ксенолитах оказались превращенными в горнблендиты, а в экзоконтактах — в роговообманковые сланцы, содержащие амфибол до 95%. Химические анализы для измененных пород показывают увеличение содержания в них Са, Mg и Fe. Наконец, весьма интересны указания автора для района Ньюри, где в экзоконтактах развиты основные и подобные изверженным породы, связанные с вмещающими породами переходами и обладающие кристаллобластическими структурами. При этом Д. Рейнольдс отмечает, что картины подобной метасоматической базификации типичны для многих интрузий Британии; она связывает эти явления с перемещением из глубин Са, Mg и Fe, фронт которых идет впереди фронта гранитизации. Крупным недостатком работы Д. Рейнольдс является то, что все во многих случаях основательно изученные факты взяты ею изолированно от формирования самих интрузий и геологической обстановки.

Обратимся теперь к нашим примерам. Итак, а) обогащение пород экзоконтактов и ксенолитов амфиболом, б) возникновение в экзоконтактах основных пород, иногда с ромбическим пироксеном, оливином и зеленой шпинелью, в) наши выводы о выносе во вмещающие породы Са, Mg и Fe —

все эти положения имеют место и в работах Д. Рейнольдс. Однако, если мы обратимся к нашим примерам, то столкнемся с магматической стороной вопроса. Действительно, сравнение данных табл. 9 показывает нам направление изменений, которые произошли при процессах ассимиляции с образованием габброидных эндоконтактовых фаций (анализы 12, 1, 2, 3). Из этого сравнения следует, что ассимиляция сопровождалась явлениями: а) десиликации (увеличение отрицательного числа «Q»), б) накоплением титана, в) накоплением в цветной части магния, г) увеличением основности плагиоклаза (число «с»), д) увеличением количества цветных компонентов (число «в»), е) уменьшением количества щелочей (число «а»). Следовательно, в эндоконтактах появляются породы, которые основнее, чем поглощенные (анализ 12). Казалось бы, что при простой ассимиляции всегда должны получаться продукты усредненного состава. Нами было показано, что факты, отступающие от этого положения, можно объяснить только при том условии, если ассимиляция зеленокаменных пород сопровождалась перемещением к контактам Mg, Fe и Ca, извлеченных при ассимиляции материала боковых пород и значительным выносом (особенно Mg) за пределы интрузии, что послужило причиной отчетливо выраженной амфиболизации роговиков. Только этими причинами можно объяснить образование в эндоконтактах габброидов с очень основным плагиоклазом и появление участков горнблендитов, встреченных в ряде интрузий, которые вместе с очень редкими пироксенитами представляют предельные гибридные породы.

Таким образом, ассимиляция вмещающих пород иногда сопровождалась явлениями дифференциации еще в магматическом состоянии, поскольку доказано, что амфиболизация в экзо- и эндоконтактах происходила до остывания интрузий. Роль летучих при этих процессах очевидна, и поэтому справедливо связывать эти явления дифференциации с газовым переносом. В девонских интрузиях гранитов эти явления, как и гибризм, выражены значительно слабее и сказываются в концентрическом строении интрузий (Боровое, Джукей).

Следовательно, десиликация и базификация в нашем случае развиты вне всякой связи с «фронтом базификации» Д. Рейнольдс, существование которого вообще более чем сомнительно.

Все описанные примеры Центрального Казахстана не ориентируют нас в сторону признания большой роли дифференциации в ходе формирования гранитных интрузий. К другим выводам для Алтая пришел Н. А. Елисеев (1938) при изучении пород Змеиногорского комплекса. Он отмечает в интрузиях наличие всех постепенных переходов от нормальных гранитов через адамеллиты к диоритам, габбро-диоритам, вплоть до горнблендитов. Характерно отсутствие пегматитов. Н. А. Елисеев связывает образование в эндоконтактах диоритов, габбро и горнблендитов с ассимиляцией вмещающих карбонатных и мергелистых сланцев. В качестве исходной магмы массивов Змеиногорского комплекса он принимает магму адамеллитового состава, которая в ходе процессов кристаллизационной дифференциации и при наличии широких масштабов ассимиляции дала интрузии габбро-диоритов, гранодиоритов и тоналитов.

Укажем, что В. Н. Лодочников (1934) рассматривал диориты Калбы как гибридные породы.

Описанные явления гибризма в интрузиях Казахстана находят аналогию и в других регионах нашей страны. Мы уже отмечали, что всегда большое внимание вопросам петрогенеза контактов уделял в своих работах Д. С. Белянкин (1937, 1944, 1947), подчеркивавший принципиальную сторону — их изучение и получение результатов с более ограниченными возможностями научных спекуляций.

Большой интерес представляет освещение явлений гибридизма в упоминавшейся монографии А. Н. Заварицкого по Бердяушскому плутону (1937). В этой работе затронуты вопросы гибридизма для петрографических ассоциаций, близких нашим. В работе имеется глубокий анализ фактов, приведена большая литература и освещены общие вопросы гибридизма.

Для того же западного склона Урала Г. А. Соколов (1935) описал гибридные сиенито-диориты и диориты, аналогичные породам Бердяуша, образовавшиеся в результате ассимиляции гранитами древних габбро.

Для восточного склона Б. М. Романов упоминает о том, что гранодиориты эндоконтактов образуются вследствие ассимиляции. Достаточно подробно характеризует явления гибридизма для гранитов восточного склона Урала Б. М. Куплетский (1947); они имеют место в первых двух по возрасту интрузивных комплексах.

Много места описанию гибридных пород уделил А. П. Лебедев в своей работе по Северному Алтаю (1937). Им разобраны геологические взаимоотношения текстуры и структуры разнообразных диоритоидов, возникших при ассимиляции гранитами древних габбро. Отметим также указание А. П. Лебедева на связь полосчатых текстур с явлениями гибридизма.

Из других районов востока упомянем данные А. Л. Додина для каледонских интрузий Кузнецкого Алатау. Гибридизм этих интрузий обусловлен ассимиляцией известняков, порфиритов и основных пород гранитами.

В только что вышедшей статье В. П. Еремеева (1950) описаны интрузии гранитов центральной части Тувы. В их экзоконтактах, вследствие ассимиляции диабазов, возникли широкие зоны диоритов и кварцевых диоритов.

Довольно обширна литература по Кавказу и Закавказью. Много интересных данных помещено в статьях сборника «Интрузивы Закавказья» (Додин, Ситковский и Грушевой, 1941).

Судя по схеме И. Н. Ситковского, поглощение Са из осадочных вмещающих пород вызывает только появление габбро-диоритов и габбро, тогда как диоритоиды обязаны своим образованием процессам дифференциации. Если же мы обратимся к доказательствам этих процессов А. Л. Додины и И. Н. Ситковским, то легко убедимся, что они не выдерживают критики и что те же факты могут быть объяснены явлениями гибридизма.

В. Г. Грушевой, описывая интрузивные породы Северной Армении, также подчеркивает роль ассимиляции боковых пород при образовании краевых фаций интрузий.

Весьма основательно разработаны соотношения гранитов и более ранних основных пород в статье М. А. Фаворской о неинтрузиях Верхней Сванетии (1947), представляющей краткое изложение ее кандидатской диссертации. Строение интрузивного комплекса Кирарской группы М. А. Фаворская объясняет с позиций С. Ноккольдса о так называемой контрастной дифференциации, которая предполагает резкое увеличение кислых продуктов дифференциации в результате поглощения на глубине перегретой магмой основного состава пород сиала. Автор правильно отмечает, что ни С. Ноккольдс, ни возражающий ему А. Холмс не конкретизируют своих представлений о механизме дифференциации. Действительно, С. Ноккольдс берет только внешнее выражение частой ассоциации основных и кислых пород и дает упрощенное решение задачи, не связанное с конкретными геологическими фактами и детальным разбором истории магматических процессов. Необходимо, однако, подчеркнуть, что истинным автором этой концепции является все же Р. О. Дэли, который рассматривал явления синтектики в более широком аспекте. В частности, с такими выводами мы еще столкнемся при рассмотрении работы В. А. Соболева на Украине.

Вопросов гибридизма кратко касается и В. Ф. Морковкина (1950) для гранитоидов Центрального Кавказа (Осетия). Автор рассматривает явления гибридизма, имевшие место при образовании гранодиоритов.

Значительное место явлениям гибридизма уделяет Г. Д. Афанасьев (1950) в своей монографии по палеозойским интрузиям северо-западного Кавказа. Автор отвел им решающее место в образовании диоритовых пород эндоконтактов и малых интрузий. Вместе с тем, формирование вещественного состава членов ряда интрузивных комплексов от гранодиоритов к аляскитам Г. Д. Афанасьев объясняет явлениями дифференциации исходной магмы предполагаемого гранодиоритового состава.

Таким образом, уже рассмотренная литература по Кавказу в целом показывает, что в этом регионе явления гибридизма играют в петрогенезисе значительную роль, хотя большинство авторов, сравнительно с процессами дифференциации, отводят им второстепенное место.

По Украинской кристаллической глыбе недавно появились две работы— В. А. Соболева (1947) и В. И. Лучицкого (1950).

В. А. Соболев занимался петрологией Коростеньского плутона гранитов рапакиви. Автор является сторонником палингенного образования гранитов путем переплавления базальтовой магмой сиалических пород. Последующая кристаллизационная дифференциация, по мнению В. А. Соболева, привела к образованию анортозитов. В. А. Соболев настаивает на том, что никакой лабрадоритовой магмы не существовало. Рапакиви, по мнению автора, являются гибридными породами и в то же время представляют продукт процессов синтетической кристаллизационной дифференциации. Нам представляется, что это видоизмененная схема Р. О. Дэли, от детализации которой автор отказался, рассматривает вопрос вне времени и пространства. Остается непонятным самое главное: как в результате сплавления образуется магма, содержащая почти исключительно компонент одной полевошпатовой серии реакционного ряда, тогда как цветной компонент из кристаллизации выпал, причем плагиоклаз лабрадоритов отвечает составу полевого шпата исходной базальтовой магмы. Обращает внимание: а) присутствие в лабрадоритах примеси кварца и калиевого полевого шпата; б) обилие в составе пород Са при незначительном содержании Mg и Fe, в связи с чем в них и отсутствует цветная часть. Таким образом, в минеральном парагенезисе лабрадоритов мы имеем те же признаки, которые характерны для гибридных пород. Нам представляется, что массы лабрадоритов могли возникнуть и вследствие ассимиляции очень активной гранитной магмой известняков. Заметим кстати, что А. П. Лебедев (1946) посвятил специальную статью наличию кальцита в лабрадоритах. О том, что лабрадориты кристаллизовались из жидкости, говорит ряд признаков микроструктур. Такое объяснение делает нам понятным крупнокристаллический облик лабрадоритов, аномалии их качественного состава и такие детали, как меланократовые пегматоидные образования в лабрадоритах, содержащие оливин, пироксены, роговую обманку, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, реже биотит, апатит и циркон. Подобные пегматоидные образования принципиально не отличаются от тех, которые А. П. Лебедев наблюдал в гибридных диоритах Северного Алтая. Трудно в пегматоидных шлирах такого состава видеть результат кристаллизации остаточных расплавов, обогащенных летучими. Что касается необходимых запасов тепла при том и другом объяснении, то перегретая кислая магма имеет не меньшие основания для законного существования наряду с перегретой основной магмой.

Статья В. И. Лучицкого (1950) содержит лишь общие сведения о роли явлений гибридизма в различных сериях докембрия Украины.

Нам остается указать еще несколько работ по явлениям гибридизма для Средней Азии. Е. Л. Бутакова (1948), изучавшая малые интрузии

гранодиоритов в районах северо-восточного Могол-тау допускает образование их в результате гибридизма магмы на глубине. На связь гранодиоритов с гранитами и на образование гранодиоритов и диоритов путем гибридизма и базификации гранитной магмы указывал Б. М. Куплетский для Туркестанского хребта (1936).

В только что вышедшей работе Х. М. Абдуллаева (1950) много места уделено вопросам ассимиляции. Автор справедливо критикует последствия увлечения идеями Н. Боуэна, в силу которых явления ассимиляции и гибридизма в практике геологических работ стали уделять недостаточное внимание. Самым слабым местом работы Х. М. Абдуллаева является отсутствие более обоснованных представлений о закономерностях развития интрузивных комплексов.

Сопоставления данных Н. А. Елисеева (1938) и Х. М. Абдуллаева для гибридных пород, образовавшихся в результате ассимиляции карбонатных осадков, и гибридных пород Центрального Казахстана, образовавшихся путем поглощения зеленокаменных толщ привели нас к следующим выводам относительно средних типов изверженных горных пород, отображенным в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

**Сравнение со средними типами изверженных горных пород
(в числовых характеристиках А. Н. Заварицкого)**

Гибридные породы, образовавшиеся при ассимиляции карбонатных осадков	Гибридные породы, образовавшиеся при ассимиляции эффузивов андезито-базальтового состава
Пониженное значение числа «а» Повышенное значение числа «с» Пониженное значение числа «m'»	Повышенное значение числа «а» Пониженное значение числа «с» Повышенное значение числа «m'»

Заметим, что: 1) область пересыщения глиноземом (число «а'») захватывает поле диоритов, 2) поведение «f'» не обнаруживает закономерности. Приведенные отличия весьма характерны, причем наиболее резко они выражены в вариационной кривой пород Алтая.

Из рассмотренных литературных данных следует, что одни и те же явления у разных исследователей получили различную трактовку. При разборе теоретических объяснений всегда следует считаться с «давлением идей». Так, в свое время, когда широкое распространение получили идеи Дэли, во многих работах стали описываться явления обрушения кровли. Появление теории Н. Боуэна сопровождалось новыми увлечениями — кристаллизационной дифференциацией. Справедливость требует отметить, что у двух крупных ученых наших современников Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и В. Н. Лодочникова эта теория поддержки не нашла, они отказались признать за ней универсальный характер. Как мы теперь видим, увлечение теорией Н. Боуэна практически привело многих авторов к позиции недооценки или отрицания роли геологической среды в формировании вещественного состава магматических образований.

Кроме того, во многих случаях принимают такие генетические схемы, в которых образование гранодиоритов и сопровождающих их более основных пород объясняется по совокупному действию теорий Р. О. Дэли и Н. Боуэна. Так, Р. Э. Квятковский предполагает, что каледонские интрузии Северного Казахстана представляют результат плавления базальтами сиалической оболочки, с последующей кристаллизационной дифференциацией продуктов синтетики. Такая же схема была выдвинута для

ассоциации основных пород и рапакиви Коростеньского района (Украина) В. А. Соболевым (1947). Затем предлагаются объяснения, учитывающие кристаллизационную дифференциацию и ассимиляцию. На таких позициях находятся Н. А. Елисеев для Алтая (1938) и И. Н. Ситковский для Закавказья (1941); то же имеет место и для Северного Казахстана (Фогельман). Наконец, мы имеем еще попытки объяснений путем замещения, «сведения» больших масс горных пород гранитными телами. Отражение этих идей П. Н. Кропоткина (1941, 1948) имеется у Х. М. Абдуллаева. В этой схеме большую роль играют представления о рудной контаминации. П. Н. Кропоткин справедливо отрицает роль процессов дифференциации для гранитов.

Для Центрального Казахстана мы пришли к выводу (Коптев-Дворников, 1952) что исходная магма всех интрузивных комплексов гранитоидов имела состав, отвечающий лейкократовым гранитам, и все разнообразие их пород объясняется ее различной ассимиляционной способностью.

Существующие взгляды о большой роли летучих компонентов при явлениях гибридации подтверждаются минералогическим составом (обилие роговой обманки, апатита и др.) и всеми другими особенностями наших гибридных пород.

Связь явлений гибридизма с появлением ксенолитов глубинного или местного происхождения, с зонами раздробления пород кровли указывает на то, что тектоническая обстановка играет роль дополнительного и очень важного фактора, определяющего масштаб развития продуктов гибридизма. Вместе с тем, только эта тектоническая обстановка, согласно положению А. Н. Заварицкого (1937, стр. 319), определяет возможность газового переноса из магмы и локализацию летучих компонентов в определенных зонах кровли.

На примерах Северного Казахстана видно, что отсутствие учета явлений гибридации приводило некоторых исследователей (Кропоткин, Билибин) к неверным представлениям о полихронном характере процесса становления интрузий в направлении появления все более кислых и щелочных порций магмы. Впрочем, это замечание следует понимать как общее отрицание наличия в природе полихронных интрузий, обладающих общей жильной серией.

Изучение явлений гибридизма имеет не только чисто петрографический интерес. Наши исследования показали, что интрузии гибридных гранодиоритов обладают рядом специфических черт металлогении, которые следует учитывать при постановке поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Ташкент, Изд. Акад. наук Узб. ССР, 1950.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 69.
- Белянкин Д. С. Петрогенетическое значение контактных явлений. Тезисы докладов XVII сессии Междунар. геол. конгр. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Белянкин Д. С. Некоторые важнейшие вопросы современной петрографии. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 6.
- Белянкин Д. С. К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магме и магматических горных породах. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Бутакова Е. Л. Малые интрузии гранодиоритов и гранодиорит порфиров северо-восточного Могол-Тау. Зап. Мин. общ., 1948, № 1.
- Глазковская А. В. и Кропоткин П. Н. Граниты среднего течения р. Селеты. Изв. Акад. Наук СССР, 1940, № 2.
- Гоньшакова В. И. Гранитоиды Кырк-Кудукского массива. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 107.
- Додии А. Л., Ситковский И. Н. и Грушевой В. Г. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. геол. упр., 1941, вып. 2.

- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. Региональн. петр., вып. 6. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Еремеев В. П. Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 107.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1941.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Селеты-Степнякского района. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 23.
- Коптев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. Материалы по геологии Казахстана. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1952, № 4.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1941, вып. 47.
- Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Сев. Казахстана. Тектоника СССР, т. 1. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1948.
- Куплетский Б. М. Очердные проблемы петрографии Туркестанского хребта. Тр. Тадж.-Пам. экспед., 1936, вып. 51.
- Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 83.
- Лебедев А. П. Геолого-петрографические исследования в Прикатуномском районе (Северный Алтай). Мат. по петрогр. и геохим. Кузнецкого Алатау и Алтая. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Лебедев А. П. О кварцево-кальцитовых включениях в лабрадоритах. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М., Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 1.
- Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Мат. общ. и прикл. геол., 1927, вып. 69.
- Лодочников В. Н. Дополнения к кн.: Розенбуш Г. Описательная петрография. 1934.
- Лучицкий В. И. Ассимиляция и гибридность на территории Украинского кристаллического массива. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 107.
- Морковкина В. Ф. Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 107.
- Полквой О. С. Процессы контаминации в аксоранской гранитной интрузии. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1941, № 6.
- Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 107.
- Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. Проблемы юрских гранитов, сб. 2, 1950.
- Соболев Вл. Петрология восточной части сложного коростеньского плутона. Учен. зап. Львовск. гос. унив., 1947, 6.
- Соколов Г. А. Гибридный гранито-габбровый Шигир-Тараташский массив на западном склоне Среднего Урала. Тр. Петрогр. инст. Акад. Наук СССР, 1935, вып. 5.
- Фаворская М. А. Неинтрузии Верхней Сванетии. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 84.

И. Е. СМОРЧКОВ

ГРАНИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БОРЩЕВОЧНОГО ХРЕБТА

ВВЕДЕНИЕ

Борщевочный хребет начал привлекать внимание геологов уже в прошлом столетии в связи с находками ряда полезных ископаемых (Обручев, Герасимов и Гедройц, 1899).

Автор статьи, опираясь на общие геологические выводы предыдущих исследователей, в своей работе уделял внимание главным образом изучению вещественного состава и фациальных разновидностей борщевочного интрузивного комплекса, расположенных к западу от дороги ст. Приисковая — с. Бочкарево.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БОРЩЕВОЧНОГО ХРЕБТА

В геологическом строении района (фиг. 1) принимают участие главным образом кристаллические сланцы и представители разновозрастных интрузивных комплексов пород преимущественно гранитоидного состава.

Осадочные и эффузивные образования играют весьма подчиненную роль. Отсутствие фаунистически охарактеризованных толщ делает невозможным разработку более или менее точных возрастных схем, и поэтому при составлении стратиграфических схем для района Борщевочного хребта приходится исходить из анализа взаимоотношений горных пород, который обычно применяется к немym толщам.

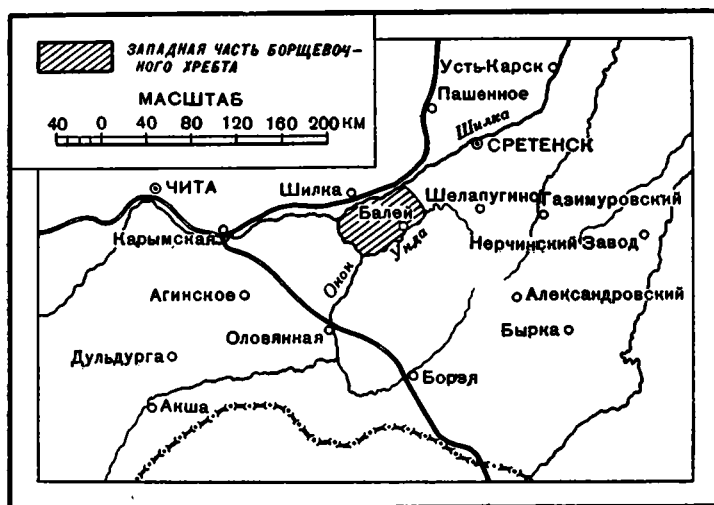
По современным данным стратиграфическое положение отдельных свит рисуется в следующем виде (снизу вверх):

- | | | |
|-----------|---|---|
| Докембрий | { | 1. Ундинский комплекс кристаллических сланцев (нижняя и верхняя свита). |
| | | 2. Урульгинская свита метаморфических сланцев. |
| Нижний | { | 3. Свита зеленых сланцев. |
| палеозой | | 4. Ононская свита филлитов. |
| | | 5. Мезозойские отложения. |

Ундинский комплекс кристаллических сланцев

В состав этого комплекса входят главным образом слюдяные сланцы, амфиболиты, инъекционные гнейсы. До сих пор мы не располагаем точной датировкой возраста этих образований. Работами предыдущих исследо-

вателей было установлено, что в западной части района наших исследований, вдоль правого берега р. Онон, кристаллические сланцы перекрыты мощной толщей филлитов (дер. Макарова). Резко неодинаковый характер метаморфизма этих толщ заставляет предположить, что филлиты по времени образования отделены от кристаллических сланцев большим перерывом. Можно допустить, что эти толщи, относящиеся к разным фациям метаморфизма горных пород, вероятно, являются производными различных тектоно-магматических этапов. Ононская свита филлитов скорее всего отвечает тем свитам, которые в других случаях обоснованно относят в Восточном Забайкалье к нижнему палеозою, и поэтому весьма вероятным является предположение о принадлежности кристаллических сланцев нашего района к докембрийским образованиям.



Фиг. 1. Обзорная карта Восточного Забайкалья.

В состав ундинского комплекса кристаллических сланцев нами включены слюдяные (мусковитово-биотитовые) и кварцитовые сланцы, амфиболиты и отчасти гнейсы. В тесной связи с породами ундинского комплекса находятся сравнительно небольшие тела, а также маломощные инъекции среднезернистых биотитовых, интенсивно катаклазированных гранитов, обычно сильно гнейсированных. Следует указать, что метаморфические породы не обнаруживают каких-либо резких фациальных изменений по простиранию антиклинория или в зависимости от расположения их относительно гранитных интрузий. В этом отношении заслуживает большого внимания точка зрения В. С. Коптева-Дворникова, который рассматривал совокупность явлений метаморфизма пород ундинского комплекса и синхронные им гранитные интрузии как проявление одних и тех же региональных факторов.

Ундинский комплекс метаморфических пород можно подразделить на две свиты, имеющие самостоятельное стратиграфическое значение.

В составе нижней свиты преобладают амфиболиты и инъекционные гнейсы, подчиненную роль играют слюдяно-кварцитовые сланцы и мраморы. Породы нижней свиты залегают в ядре антиклинория и пользуются наибольшим распространением в западном окончании Борщевочного хребта (в окрестностях пос. Джиды). Слюдяные сланцы, которые непосредственно окаймляют здесь граниты, вероятно принадлежат к наиболее низким стратиграфическим горизонтам.

Среди разнообразных гнейсов встречаются многочисленные, сравнительно маломощные (10—50 м) прослои слюдяных и слюдяно-кварцитовых сланцев, амфиболитов. В пропластках сланцев нередко можно наблюдать явления фельдшпатизации. При гранитизации амфиболитов наблюдаются постепенные переходы к гнейсам, причем кварцевые амфиболиты представляют первую ступень на пути переработки амфиболитов в гнейсы. Далее их сменяют роговообманковые плагиоклазовые гнейсы, в которых очень резко выражено замещение роговой обманки биотитом, а при более глубокой переработке амфиболитов появляются биотитовые плагиоклазовые гнейсы с тонкополосчатым распределением биотита. Характерно, что в таких биотитовых разностях наблюдается иногда примесь микроклина. Вместе с тем в них начинают появляться признаки магматических структур. От плагиоклазовых гранитогнейсов имеются переходы к нормальным гранитогнейсам. Необходимо указать, что сами амфиболиты имеют различное происхождение: часть их, очевидно, образовалась за счет осадочных пород, другие же, возможно, за счет пород магматического происхождения. К числу таких метаморфических пород, для которых наиболее вероятным является предположение о вулканогенной природе исходных образований, относятся амфиболиты окрестностей дер. Пешково.

Толща этих амфиболитов вытянута вдоль северного контакта интрузии гранитов Борщевочного хребта и занимает значительные площади. Устойчивость количественного минералогического состава этих амфиболитов, их меланократовый облик и встречающиеся, правда очень редко, реликты порфировых структур заставляют предполагать, что главная масса этих пород образовалась за счет продуктов излияния основных лав.

Верхняя свита ундинского комплекса сложена преимущественно слюдяными сланцами, которые вверх по разрезу сменяются слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами. Обычно эти породы располагаются в крыльях антиклинария. Наиболее значительные площади породы этой свиты слагают вдоль правого берега р. Унды между пос. Матусово и пос. Новое-Троицкое.

В районе р. Унды к самым нижним стратиграфическим горизонтам верхней свиты относятся слюдяные сланцы (с прослоями амфиболитов) мощностью до 1—1,5 км. Эти породы обычно тонко рассланцованы, нередко плйчатые. Иногда они сильно перемяты, в них наблюдаются зоны дробления. К таким участкам нарушений обычно приурочены кварцево-карбонатные прожилки мощностью до 0,5 м. Значительно реже в таких же зонах встречаются прослои желтовато-серых альбитофиров.

Иногда среди сланцев встречаются мощные кварцевые жилы (окрестности с. Ново-Ивановского и с. Ново-Троицкого), состоящие из молочно-белого, часто сильно лимонитизированного кварца с пустотами выщелачивания. Кварцевые жилы залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород.

Среди слюдяных сланцев встречаются довольно многочисленные тела амфиболитов и гранитогнейсов.

Амфиболиты часто образуют прослои мощностью до 5 м. В более мощных выходах этих пород иногда наблюдаются реликты магматических структур, что дает основание предположить, что эти амфиболиты возникли за счет пластовых жил габброидных пород.

Слюдяные сланцы в ближайшем соседстве с гранитогнейсами подвергаются фельдшпатизации. В сланцах появляются порфиробласты плагиоклаза и микроклина. Особенно широко развиты эти явления к востоку от пади Кулинды, где за счет сланцев возникают иногда очковые гнейсы.

Кварциты и кварцитовые сланцы залегают выше слюдяных сланцев, иногда переслаиваясь с ними. Кварциты чаще имеют массивное сложение, иногда обладают полосчатой текстурой, которая, повидимому, отражает слоистость исходных осадочных образований.

Инъекционные гнейсы среди пород верхней свиты имеют небольшое распространение. Они образуют пластовые тела мощностью до 100—150 м. По минералогическому составу выделяются как нормальные, так и плагиоклазовые разновидности гнейсов. Среди последних изредка встречаются тонкие прослои амфиболитов, и поэтому есть основание предполагать, что плагиоклазовые гнейсы образовались за счет переработки амфиболитов. Главная же масса гнейсов, повидимому, образовалась путем переработки слюдяных сланцев. Значительная роль среди гнейсов принадлежит также породам магматического происхождения — гранитогнейсам.

В гнейсах встречаются многочисленные инъекции пегматита, мощность которых иногда достигает 1—1,5 м. Пегматиты обычно сильно гнейсированы и катаклазированы.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что кристаллические сланцы ундинского комплекса образовались главным образом за счет осадочно-вулканогенной толщи. Встречающиеся в составе метаморфического комплекса амфиболиты, представляющие собой продукты метаморфизма пластовых инъекций габброидных пород, а также обнаруженные среди кристаллических сланцев небольшие тела антигоритовых змеевиков (наиболее крупное из которых имеет длину около 1 км при ширине до 0,4 км), заставляют предположить интрузии основного и ультраосновного состава, которые довольно определенно намечают первый этап интрузивной деятельности. К этому же первому интрузивному комплексу следует, вероятно, отнести и милонитизированные плагиограниты, превращенные в гнейсы и слагающие севернее пос. Ундино-Поселье полосу, окаймляющую с юга борщевочные граниты. Эта полоса пород, шириной около 1,5 км, прослеживается далеко на восток через весь район.

К породам второго интрузивного комплекса мы относим интрузивные тела гранитогнейсов и многочисленные инъекции гранитов в кристаллических сланцах ундинского комплекса. Характерно, что инъекционные явления развиты главным образом в нижних его свитах. Наиболее крупное тело гранитогнейсов расположено в юго-западной части района в низовьях пади Мытуй. Гранитогнейсы представлены сланцеватыми среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными разностями. Наблюдаются существенно плагиоклазовые и нормальные гранитогнейсы. Гранитные инъекции, мощность от долей до нескольких десятков метров, залегают согласно с вмещающими сланцами, имея более или менее заметные границы. Однако иногда четкость границ отсутствует и окружающие сланцы через зоны интенсивной фельдшпатизации связаны переходами с гранитными инъекциями. Вещественный состав инъекций тождествен составу более крупных тел гранитогнейсов. Общим признаком для них являются также гнейсовидность и развитие последующего более или менее интенсивного катаклаза.

Нам представляется наиболее вероятным, что кристаллические сланцы ундинского комплекса образовались за счет осадочно-вулканогенной толщи; эта толща подверглась складчатости, с которой связана была интрузия основных, ультраосновных пород и плагиогранитов.

С наиболее интенсивной последующей складчатостью связаны метаморфизм и вторжение гранитов.

Таким образом, интрузивная деятельность в этот период носила обычный для геосинклинальных областей характер: вначале происходило формирование основных и ультраосновных пород, в последующее время — вторжение гранитной магмы.

Урульгинская свита метаморфических сланцев

Эта свита выделяется на том основании, что слагающие ее породы менее метаморфизованы, чем породы ундинского комплекса кристаллических сланцев. По характеру метаморфизма породы урульгинской свиты занимают промежуточное положение между ундинским метаморфическим комплексом и ононской свитой филлитов.

Породы этой свиты развиты вдоль северного склона Борщевочного хребта.

В составе урульгинской свиты главную роль играют слюдяно-кварцитовые сланцы. В подчиненном количестве в ней встречаются прослои кварцитовых сланцев и мраморов.

Слюдяно-кварцитовые сланцы обычно представлены мелкозернистыми полосчатыми разностями. Тонкие темноокрашенные полосы обогащены мелкочешуйчатым биотитом. Характерно, что полосчатость всегда совпадает со сланцеватостью.

В сланцах встречаются довольно многочисленные прослои мраморов весьма непостоянной мощности (от долей до десятка метров). Изредка здесь наблюдались также прослои тремолитовых пород.

Полевые наблюдения приводят к такому выводу, что породы урульгинской свиты дислоцированы в общем в том же плане, что и подстилающие их амфиболиты нижней свиты ундинского комплекса, т. е. что можно как будто говорить о согласном залегании этих свит. Однако принадлежность пород, слагающих эти свиты, к разным метаморфическим фациям, отсутствие в урульгинской свите проявлений инъекционного метаморфизма, наличие в них интрузивных тел габбро-диоритового состава могут в известной мере служить основанием к тому, чтобы не объединять эти свиты в один стратиграфический комплекс и предположить более позднее образование пород урульгинской свиты. Вероятно образование такой обособленной свиты метаморфических сланцев обусловлено было наличием в данном районе самостоятельного, более молодого этапа региональных тектонических и метаморфических процессов в докембрийское время.

Среди сланцев урульгинской свиты иногда встречаются пластовые залежи и дайки габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Наиболее крупные тела этих пород пользуются значительным распространением среди сланцев ундинского комплекса. Нередко габбро-диориты катаклазированы, а в отдельных зонах милонитизированы.

На южном склоне хребта по правому берегу р. Унды, среди кристаллических сланцев верхней и нижней свит ундинского комплекса наблюдаются различной величины тела гранитов, гранодиоритов, сиенитов, диоритов и аляскитовых гранитов. Для этих пород крайне характерны неустойчивый состав и явления гибридизма, а также наличие планпараллельных текстур. По данным О. С. Полквой, породы этих интрузий моложе кристаллических сланцев ундинского комплекса, однако взаимоотношения их с вмещающей толщей зеленых сланцев, как и на севере для габбро-диоритов, остались невыясненными. Допуская, что габбро-диориты северного склона хребта по времени вторжения близки к вышеуказанным гранитоидным телам долины р. Унды, всю группу этих пород можно объединить в один интрузивный комплекс (3-й ундинский интрузивный комплекс).

Свита зеленых сланцев

Условно мы относим зеленые сланцы вместе с филлитами ононской свиты к нижнему палеозою. По характеру метаморфизма породы этих свит должны быть отнесены к более низкой ступени метаморфизма, чем

породы урульгинской свиты. В связи с тем, что зеленые сланцы залегают в обоих крыльях Борщевочного антиклинория значительно ближе к его центральным частям, чем филлиты, представляется более вероятным, что они образовались до отложения глинистых осадков онеонской свиты. Мощность зеленых сланцев не превышает 100—250 м. Они имеют наибольшее распространение вдоль северного склона хребта и встречаются также по правому берегу р. Унды. Обнаженность этих пород слабая. Обычно они представлены зеленовато-серыми, реже травяно-зелеными разностями. Часто в зеленых сланцах наблюдается пльчатость.

К числу главных породообразующих минералов зеленых сланцев относятся: альбит, хлорит, эпидот, кварц, серицит. Встречаются реликты порфировых структур.

В зеленых сланцах наблюдаются зеркала скольжений, вдоль контакта с амфиболитами сланцы сильно смяты и раздроблены. Иногда в зеленых сланцах наблюдаются маломощные прожилки кварца с убогой вкрапленностью пирита, реже в них встречаются прослои яшмо-кварцитов с гематитом. Характерно, что в зеленых сланцах северной части района прослои яшмо-кварцитов нами не наблюдались, но нередко здесь встречались тонкие прослои мраморизованных известняков. Зеленые сланцы северного и южного склонов хребта имеют неодинаковые элементы залегания: в северной части района преобладают простирания северо-восточного направления (25—55°), в южной наблюдаются мелкие пологие складки с простиранием, близким к меридиональному.

Необходимо также отметить, что зеленые сланцы образовались, повидимому, за счет метаморфизма основных вулканогенных образований, широкое развитие которых обычно связано с началом погружения и формирования геосинклинальных областей.

Онеонская свита филлитов

Ранее нами уже указывалось, что некоторые исследователи относят онеонскую свиту филлитов, содержащую прослои кварцитов и известняков, к силуро-девону. С другой стороны, известно, что в толще филлитов Борзинского района обнаружены были водоросли среднего или верхнего кембрия, и на этом основании делались попытки параллелизовать эту свиту с аналогичными породами Газимурского завода, содержащими фауну археоциат. Повидимому, онеонскую свиту филлитов скорее всего нужно относить к тем свитам, которые в других случаях обоснованно относят к нижнему палеозою.

По сравнению с вышеописанными толщами, онеонскую свиту мы должны отнести к еще более низкой ступени метаморфизма горных пород. Породы этой свиты встречаются на западе и северо-западе нашего района, представляя собой только восточную окраину обширного поля развития этих пород вне нашего района. В районе наших исследований филлиты контактируют с породами ундинского комплекса кристаллических сланцев. Обычно линия контакта этих пород ровная, хотя нередко границы сильно усложнены тектоническими нарушениями. Сопоставление элементов залегания филлитов и пород ундинского комплекса указывает на вероятность несогласного их залегания. Макроскопически филлиты представляют собой темносерые, почти черные породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Они, как правило, тонко рассланцованы и не обладают пльчатой текстурой. Среди филлитов местами встречаются довольно мощные прослои кварцитовидных песчаников, а также линзы среднезернистых серых мраморов и редкие прослои зеленокаменно измененных порфиров.

Следует подчеркнуть, что ни в одном случае не было обнаружено переходов филлитов в кристаллические сланцы типа ундинского комплекса.

На контакте с теленгуйскими гранодиоритами филлиты превращены в типичные мелкочешуйчатые сланцы, а также в сланцеватые или массивные биотитовые роговики, нередко с андалузитом. В зоне непосредственного контакта с интрузивными породами в филлитах наблюдается окварцевание.

В. С. Коптев-Дворников, принимая во внимание устойчивый состав свиты филлитов и отсутствие каких-либо фациальных изменений в ней, справедливо считает возможным сделать предположение о том, что в свое время вся область Борщевочного хребта была покрыта этими породами.

В крайней северо-западной части нашего района филлиты прорываются среднезернистыми роговообманково-биотитовыми и биотитовыми кварцевыми диоритами, связанными постепенными переходами с гранодиоритами. Для пород теленгуйской интрузии характерны крупноблочная отдельность и отсутствие того чрезвычайно интенсивного катаклаза, который так характерен для борщевочных гранитов.

В окрестностях пос. Матусово на южном склоне хребта встречаются сравнительно небольшие выходы гранодиоритов и гранитов, которые по составу и внешнему виду аналогичны породам теленгуйской интрузии. Верхний возрастной предел этой интрузии определяется тем, что в конгломератах, подстилающих эффузивную юру, обнаружена была галька гранодиоритов и гранитов теленгуйского типа.

Прежде чем перейти к характеристике мезозойских отложений, необходимо указать, что трактовка возраста ранее описанных толщ кристаллических сланцев и амфиболитов (докембрий), зеленых сланцев и филлитов (нижний палеозой) базируется лишь на более или менее вероятных геологических соображениях, что для определения возраста этих толщ сейчас нет никаких твердых геологических данных. Поэтому нет ничего удивительного, что существуют иные трактовки возраста этих толщ. Так, например, Ю. А. Билибин считает более правильным относить все эти толщи к нижнему и отчасти к среднему палеозою.

Мезозойские отложения

Эти отложения в нашем районе имеют небольшое развитие и представлены осадочно-вулканогенной свитой, судя по литературным данным юрского возраста. Главную роль в составе свиты играют андезитовые порфириты и переслаивающиеся с ними вулканические брекчии. Песчаники представлены небольшими выходами в районе пади Кибирева, в них наблюдаются тонкие прослои углисто-глинистых сланцев. Иногда здесь же встречались редкие прослои и линзы конгломератов с песчаниковым цементом. В составе хорошо окатанной гальки конгломератов были встречены кварциты, песчаники, слюдяные сланцы и граниты.

Юрская осадочно-вулканогенная свита несогласно залегает на сланцах верхней свиты ундинского комплекса. В основании свиты наблюдаются конгломераты небольшой мощности, состоящие из плоских галек кристаллических сланцев и интрузивных пород.

Наличие конгломератов в основании мезозойской осадочно-вулканогенной свиты, повидимому, свидетельствует о том, что ее формирование происходило в условиях мелководного морского бассейна.

Следует подчеркнуть, что мезозойские породы описываемого района лишены каких-либо признаков контактного воздействия на них со стороны борщевочных гранитов, хотя выходы последних наблюдаются в непосредственной близости от мезозойских пород.

Третичные отложения в нашем районе неизвестны, если не считать каменных конгломератов (в окрестностях г. Балея), образование которых многими исследователями условно относится к третичному времени.

Рыхлые четвертичные образования имеют довольно широкое развитие и представлены аллювиальными и пролювиальными отложениями.

В районе наших исследований пользуются широким развитием следы древнего морозного выветривания (солюфликтонные террасы, курумы).

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ БОРЩЕВОЧНОГО ХРЕБТА

Борщевочный хребет вытянут в северо-восточном направлении и ограничен с северо-запада и юго-востока, соответственно, Шилкинской и Ундинской депрессиями. Даже при беглом осмотре бросается в глаза асимметричное строение хребта. Неодинаковая крутизна склонов его (северный — довольно пологий, южный — более крутой) приводит к тому, что правые притоки р. Шилки длиннее правых притоков р. Унды. Водораздельная поверхность Борщевочного хребта представляет своеобразно изогнутую поверхность выравнивания с высотами около 1000 м над уровнем моря в средней части хребта.

В структурном отношении Борщевочный хребет представляет крупный антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении. Граниты составляют центральные, водораздельные части хребта, образуя большой массив, протягивающийся от нижнего течения р. Унды до г. Сретенска. На севере борщевочные граниты контактируют по большей части с кристаллическими сланцами и роговиками. Линия контакта часто весьма неровная, плоскость контакта падает под крутыми углами (до $75-80^\circ$) на север и северо-запад. Южный контакт борщевочной интрузии более прямолинейный северо-восточного простирания. По южному контакту наблюдается крупное тектоническое нарушение — ундинский сброс, который прослеживается на большом расстоянии вдоль побережья р. Унды. По вопросу о характере этого тектонического нарушения среди геологов, проводивших исследования в данном районе, существуют разногласия. Одни из них считали, что в данном районе имеет место надвиг борщевочных гранитов на породы метаморфического комплекса. В последнее время появляется все больше и больше сторонников той точки зрения, что ундинское тектоническое нарушение представляет собой нормальный сброс. На основании наблюдений зеркал скольжения считают, что опущенными являются метаморфические породы, лежащие висячем борту нарушения. Нам представляется, что вторая точка зрения более обоснована фактическими полевыми наблюдениями.

Такого рода крупные тектонические нарушения, как южноборщевочное, встречаются и в других частях Борщевочного хребта. Известны ингодино-шилкинское, завитино-кангинское, северное борщевочное нарушения. Все эти тектонические нарушения проходят приблизительно параллельно друг другу в северо-восточном направлении. Помимо тектонических нарушений указанного направления, в среднем течении р. Онон установлены крупные нарушения меридионального простирания.

В районе наших исследований широко развитие разрывных дислокаций (наряду с пликативными) доказывается наличием многочисленных мелких продольных и поперечных разрывов и более или менее мощных зон смятия.

На основании вышеизложенного можно говорить о том, что Борщевочный хребет представляет крупную антиклинальную структуру северо-восточного простирания, осложненную в свою очередь более мелкой складчатостью, а также широким развитием дизъюнктивных нарушений различного масштаба и характера. Бесспорной является приуроченность борщевочных гранитов к антиклинальной структуре, которая в общем виде и определяет форму залегания гранитного интрузива. Вместе с тем, в районе северного контакта интрузива нередко можно наблюдать, что вмещающие породы вблизи контакта сильно смяты и катаклазированы. Некоторые зоны смятия в амфиболитах (окрестности пос. Пешкова) пронизаны многочисленными инъекциями борщевочных гранитов с образованием инъекционных гнейсов. Кроме того, установлено в ряде мест, что северный контакт интрузии падает в северо-западном направлении под более крутыми углами ($60-85^\circ$), чем вмещающие породы, в которых углы падения лишь в редких случаях превышают $50-60^\circ$. Довольно определенно устанавливается секущий характер гранитов и в западном окончании интрузии. Таким образом, при общем подчинении антиклинальной структуре, по отношению вмещающих пород северного и западного контактов интрузия борщевочных гранитов является секущей.

Вопрос о возрасте борщевочных гранитов является спорным, и решить его возможно будет, повидимому, только путем определения абсолютного возраста. Большинство исследователей всегда подчеркивали, что разграничение палеозойских и мезозойских интрузий является наиболее сложной проблемой геологии Восточного Забайкалья (Соколов, 1940).

Некоторые исследователи считали борщевочные граниты послевеерхнеюрскими на том основании, что они рвут отложения триаса в районе Завитой и метаморфизуют юрские отложения в районе р. Унды. Б. А. Иванов на основании геологических данных, полученных им в результате исследований в окрестностях Шилкинского завода, пришел к выводу, что интрузию борщевочных гранитов следует по времени относить к границе между средней и верхней юрой. Эта точка зрения долгое время являлась почти общепринятой, ее поддерживал и С. С. Смирнов, который называл эту интрузию доверхнеюрской. Правда, В. П. Маслов и А. Д. Зиновкин (1940), а также Т. М. Дембо (1944) приписывали борщевочным гранитам триасовый возраст. В их работах приводились данные, указывающие на пересечение гранитами отложений триаса в районе пади Сенкокучи и на трансгрессивное налегание на граниты пород, условно относимых ими к I_1-I_2 . Следует отметить, что Т. М. Дембо подчеркивал отсутствие даже следов контактного воздействия борщевочных гранитов на породы нижней или средней юры. На доюрском возрасте этих гранитов еще раньше настаивал В. А. Мелиоранский (1932).

Все вышесказанное свидетельствует о том, что большинство исследователей приписывали борщевочным гранитам мезозойский возраст, для них спорным являлся лишь вопрос, следует ли их считать доверхнеюрскими или послевеерхнеюрскими. Однако еще в 1938 г. Г. В. Меркулова указывала на некоторые факты, которые позволяли ей относить интрузию борщевочных гранитов к герцинскому времени. Меркуловой была найдена галька борщевочных гранитов в урульгинских конгломератах, которые перекрывают метаморфическую свиту и подстилают юрские отложения. Установленный Б. А. Максимовым тектонический контакт в северо-восточной части Борщевочного массива поставил под сомнение правильность вывода В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина о прорывании борщевочными гранитами отложений триаса в районе пади Сенкокучи. Работы И. В. Луичицкого (1951) показали, что геологические взаимоотношения завитинских гранитов со сланцами верхнего триаса не могут быть распространены на борщевочные граниты в связи с тем, что граниты района Завитой

резко отличаются от порфировидных гранитов Борщевочного массива. Таким образом, у многих геологов возникли сомнения в мезозойском возрасте борщевочных гранитов, так как появились данные, позволяющие считать гранитную интрузию герцинской или, в крайнем случае, триасовой.

В результате работ Ю. А. Билибина и Н. А. Авдонцева получены новые данные, позволяющие говорить о том, что борщевочный интрузивный комплекс имеет юрский возраст. Ю. А. Билибиным было установлено, что толщи морской и алгачинской юры, ранее считавшиеся разновозрастными, но лишь фациально различными, на самом деле разновозрастные: морская толща древнее, алгачинская моложе. По данным того же автора, морская и алгачинская толщи юры разделены главной мезозойской складчатостью, а также крупными гранитными интрузиями и глубоким размывом, благодаря которому бохтинская свита алгачинской юры залегает на размытых гранитных интрузиях средней юры. По мнению Ю. А. Билибина, гранитные интрузии между морской и алгачинской юрой представлены двумя интрузивными комплексами, возникшими в несколько различной геологической обстановке. Аленуевский интрузивный комплекс связан со складчатыми дислокациями, а борщевочный комплекс (с подкомплексами адунчолонским и кукульбейским) связан с надвигами, следовавшими непосредственно после главной складчатости.

Если мы примем еще во внимание, правда, пока еще единичные, определения абсолютного возраста (125—130 миллионов лет), то в настоящее время наиболее правильным было бы приписывать борщевочной гранитной интрузии мезозойский возраст.

III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ БОРЩЕВОЧНОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Уже в результате работ петрографической группы Забайкальской экспедиции ИГН АН СССР в 1948 г. было установлено достаточно большое разнообразие пород, слагающих борщевочный интрузивный комплекс.

В состав этого комплекса входят следующие породы:

1. Порфировидные, иногда равномернозернистые биотитовые граниты.
2. Мелко- и среднезернистые биотитовые граниты.
3. Неравномернозернистые, участками пегматоидные биотитовые граниты, нередко обогащенные ксенолитами вмещающих пород.
4. Порфиробластические биотитовые, иногда с роговой обманкой, меланократовые и мезократовые гранитоидные породы.
5. Морионовые граниты.
6. Аплиты и жильные граниты.
7. Пегматиты.
8. Милонитизированные гранитогнейсы и милониты.

Последняя группа пород принадлежит, по сути дела, уже к породам вмещающей борщевочные граниты толщи, но они настолько тесно связаны с интрузией, что понимание природы их образования невозможно вне интрузивного комплекса.

Для гранитов Борщевочного массива весьма характерно необычайное разнообразие и частая изменчивость структуры пород, причем какой-либо закономерности в расположении этих разновидностей гранитов в пространстве не удалось обнаружить. Нередко эти разновидности можно встретить на участке в несколько десятков квадратных метров. Часто наблюдаются постепенные переходы между ними. Поэтому выделенные на карте участки характеризуют только преобладание той или иной разновидности гранита.

Порфировидные, иногда равномернозернистые биотитовые граниты

Эти разновидности гранита в борщевочном интрузиве пользуются наибольшей распространенностью. Наблюдаются они чаще всего в осевых частях хребта и занимают в общем, относительно выходов порфиробластических гранитоидов и пегматоидных гранитов, участки, расположенные гипсометрически ниже.

Окраска пород светлосерая, иногда более темная, обусловленная присутствием темного или дымчатого кварца и в меньшей степени биотита. Граниты содержат иногда значительное количество вкрапленников светлого, иногда розоватого, реже с голубоватым оттенком микроклина. Количество вкрапленников полевого шпата по отношению ко всей массе породы обычно колеблется в пределах от 1—2 до 5%. Наиболее часто встречаются вкрапленники размером от $0,8 \times 0,4$ до $1,5 \times 0,8$ см, в редких случаях величина их достигает $3 \times 1,5$ см и более. Распределение вкрапленников в породе неравномерное: в отдельных участках граниты бывают переполнены ими, иногда же они почти совсем исчезают и порода становится равномернозернистой. В порфировидных гранитах разных участков наблюдается также неоднородность в величине зерен основной массы, размеры которых варьируют в пределах от 0,5 до 3—4 мм.

Среди порфировидных гранитов нередко встречаются разновидности с заметно выраженной плоскопараллельной текстурой — ориентированным расположением вкрапленников полевого шпата и чешуек биотита. Характерно, что плоскость, в которой наблюдается ориентированное расположение этих минералов, обычно совпадает с пластовой отдельностью гранитов. Принято считать, что такого рода текстуры являются отражением течения магматического расплава. В тех сравнительно редких случаях, когда нами наблюдались в гранитах плоскопараллельные текстуры, являющиеся секущими по отношению к ксенолитам переработанной кровли, такое объяснение, повидимому, вполне соответствует действительности. Тем не менее мы считаем, что при решении вопроса о происхождении текстурных особенностей порфировидных гранитов необходимо соблюдать некоторую осторожность. Не исключено, что плоскопараллельная текстура борщевочных гранитов могла быть обусловлена давлением, существовавшим в момент образования гранитного массива, или наложением более поздних процессов динамометаморфизма.

Нередко в гранитах встречаются ксенолиты, которые имеют с гранитами резкие границы.

Среди порфировидных биотитовых гранитов часто встречаются небольшие участки — полосы и неправильной формы шширообразные тела — неравномернозернистых пегматоидных гранитов, переходящих, иногда в типичные пегматиты. Границы этих пород с гранитами не резкие, обычно наблюдаются постепенные переходы.

При микроскопическом изучении порфировидных биотитовых гранитов в них обнаружены следующие минералы:

а) Первичные главные: микроклин, кварц, кислый плагиоклаз, биотит.

б) Акцессорные: апатит, сфен, рудный минерал (магнетит) и другие.

в) Вторичные: хлорит, серицит, рутил (сагенит).

Количественные соотношения минералов приведены в табл. 1.

Приведенные в таблице данные указывают на значительные колебания процентного содержания минералов как в гранитах отдельных участков, так и в целом для района.

М и к р о к л и н встречается преимущественно в виде неправильной формы зерен размером от $0,5 \times 0,2$ до 3×2 мм. Кроме того, наблюдаются

**Количественно-минералогический состав порфировидных биотитовых гранитов
(в объемных %)**

Минералы	Западная часть района		Центральная часть	Восточная часть района	
	Среднее	Пределы отклонений	Среднее	Среднее	Пределы отклонений
Микроклин	41,6	24—58	36,0	51,5	41—60
Кварц	35,4	18—59	16,3	24,3	18—38
Плаггиоклаз	16,3	7—21	41,3	18,9	9—27
Биотит	6,4	5—8	6,2	5,0	3—6
Акцессорные	0,3	0,1—0,8	0,2	0,3	0,1—0,5

крупные (от 8×4 до 15×8 мм) таблитчатой формы кристаллы. Как крупные вкрапленники, так и зерна основной массы под микроскопом имеют неровные края.

В большинстве случаев микроклин нерешетчатый. Измеренный на федоровском столике угол, образуемый перпендикуляром к третьему пинакоиду с осью Nm, оказался равным $9-10^\circ$. Величина угла оптических осей (2V) колеблется в пределах от -70 до -78° . Характерно, что величина 2V изменяется в разных зернах одного и того же шлифа примерно в тех же пределах, что и для зерен микроклина разных образцов порфировидных гранитов. Для микроклина, особенно для крупных вкрапленников, характерно присутствие тонких струйчатых, реже ленточных и пятнистой формы пертитовых вростков. Вкрапленники микроклина иногда содержат многочисленные включения зерен плаггиоклаза, по спайности зерен микроклина выделяются тонкие (пылеобразные) зернышки рудного минерала.

Кварц образует неправильные, нередко угловатые зерна с неровными зазубренными краями. Как правило, зерна кварца имеют облачное угасание, часто в них наблюдается трещиноватость. Размеры зерен варьируют от $0,4 \times 0,3$ до $5,3 \times 3,2$ мм. Кроме того, иногда кварц встречается в виде отдельных мелких зернышек округлой формы, величиной не больше 0,1 мм в поперечнике, а также в виде червеобразных мирмекизовых вростков в плаггиоклазе.

П л а г и о к л а з обычно образует зерна неправильной формы величиной от $0,8 \times 0,3$ до $1,8 \times 1,0$ мм. Редко встречаются более крупные зерна размером до $3 \times 1,2$ мм. В большинстве случаев зерна плаггиоклаза имеют неровные, разъеденные края. Часто в зернах плаггиоклаза наблюдаются тонкие полисинтетические двойники по альбитовому, реже по переклиновому законам. Двойниковые полоски очень тонкие, с нерезкими границами. Во многих зернах двойниковое строение совсем не наблюдается.

По составу плаггиоклаз обычно относится к олигоклазу (№ 16—20). В очень редких случаях встречаются зерна более кислого плаггиоклаза (№ 8—11). По данным О. С. Полквой и В. И. Гоньшаковой, в западных частях интрузива в порфировидных гранитах главная масса плаггиоклаза отвечает № 22—25, в единичных случаях встречались зерна олигоклаза (№ 14). Следует отметить, что иногда зерна плаггиоклаза (№ 16—20) окаймлены узкой полосой более кислого (№ 10) плаггиоклаза. В плаггиоклазовых зернах, включенных в микроклин, довольно часто наблюдаются мирмекизовые образования, развивающиеся преимущественно в периферических частях зерен. В единичных случаях наблюдались мелкие антипертитовые прорастания таблитчатой формы.

Б и о т и т иногда образует довольно крупные листочки неправильной формы размером до $1,2 \times 0,5$ мм, чаще — более мелкие пластинки и чешуйки. Окраска биотита зеленовато-желтая, реже красновато-бурая. Зеленовато-бурый биотит преимущественно образует наиболее крупные пластинки, в которых более часто наблюдаются мелкие включения акцессорных минералов (сфен, апатит, магнетит). Нередко наблюдается хлоритизация биотита, а также обесцвечивание его.

А п а т и т является наиболее распространенным среди акцессорных минералов. Обычно он встречается в виде мелких (0,1—0,3 мм) призматических кристаллов. В отдельных случаях наблюдаются более крупные (0,5—0,7 мм) округлые или неправильные зерна.

С ф е н встречается в породе редко. Сравнительно крупные (до 0,8 мм) зерна его неправильной формы образуют отдельные скопления. Почти всегда зерна сфена ассоциируют с биотитом, нередко они окружены узкой каемкой, состоящей из лейкоксена.

Р у т и л (сагенит) встречается в виде очень мелких иголок, включенных в биотите. Часто ассоциирует с хлоритом.

Х л о р и т встречается довольно часто, но в небольшом количестве. Обычно развивается по биотиту, реже образует самостоятельные листочки и чешуйки. Окраска их светлозеленоватая, наблюдается слабый плеохроизм.

С е р и ц и т встречается в незначительном количестве в виде мелких чешуек, развивающихся по плагиоклазу.

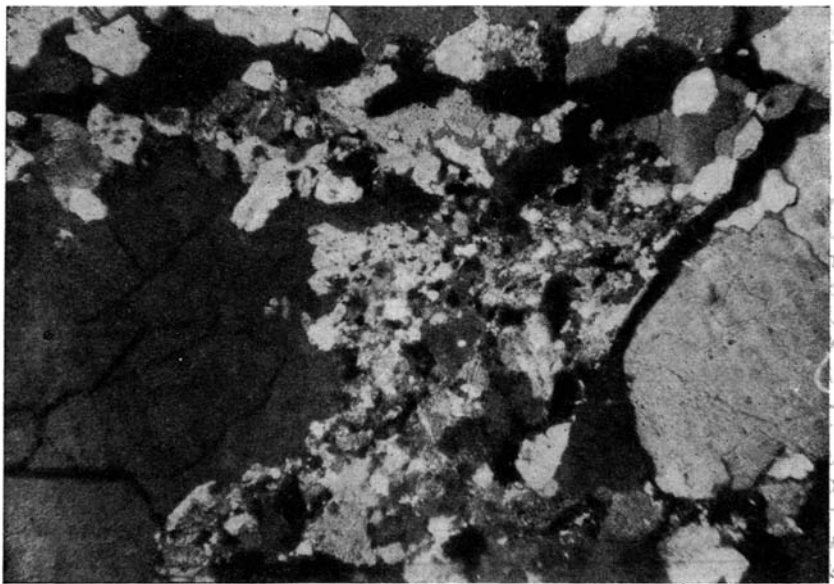
Необходимо отметить, что порфировидная структура пород под микроскопом обнаруживается не очень четко. Объясняется это тем, что основная масса гранитов имеет равномернозернистую структуру. В тех случаях, когда можно было наблюдать в шлифе вкрапленники, устанавливалась их принадлежность к микроклину, образующему прямоугольные кристаллы, своими размерами значительно отличающиеся от зерен минералов основной массы. Вкрапленники микроклина часто содержат большое количество включений плагиоклаза и кварца, реже — биотита и апатита. Включенные в микроклин зерна плагиоклаза обычно имеют неровные, разъеденные края, а иногда окружены узкой каемкой более кислого плагиоклаза. Зерна кварца во вкрапленниках микроклина, как правило, имеют округлую или овальную форму и гладкие края.

Основная масса порфировидного гранита состоит из зерен средней (0,6 мм) величины микроклина, кварца и плагиоклаза, между которыми неравномерно распределяются пластинки и чешуйки биотита. Преобладающее значение в основной массе имеют микроклин и кварц, а плагиоклаз встречается в подчиненном количестве.

Весьма характерны и довольно часто наблюдаются реакционные взаимоотношения между породообразующими минералами. Очень часто граница между зернами плагиоклаза и микроклина неровная, извилистая, сложно изрезанная, что, повидимому, объясняется разъеданием плагиоклаза микроклином. Такое разъедание заметно почти во всех зернах плагиоклаза, соприкасающихся с микроклином. Обычно этот процесс захватывает только края зерен плагиоклаза, но в отдельных случаях наблюдалось почти полное замещение. Нередко можно наблюдать, что замещение плагиоклаза микроклином сопровождается появлением в первом характерных червеобразных мирмекитовых вrostков (фиг. 2) крайне разнообразной формы: округлой, иногда сложно извилистой. Следует отметить, что зерна плагиоклаза, в которых развиваются мирмекитовые вrostки кварца, обычно имеют показатель преломления более низкий, чем зерна плагиоклаза без мирмекита. В тех же случаях, когда мирмекит развивается только по краям крупных зерен плагиоклаза с четко выраженными полисинтетическими двойниками, можно было наблюдать, что мирмекитовые вrostки пересекают двойниковые полосы.



Фиг. 2. Замещение плагиоклаза микроклином и обильное образование мirmekита. Николи скрещены, увел. 45.



Фиг. 3. Участки в порфировидном граните, имеющие мелкозернистую аллотриоморфную структуру и представляющие собой, повидимому, микроксенолиты пород кровли. Николи скрещены, увел. 35.

Несколько менее резко выраженные реакционные взаимоотношения наблюдаются между полевыми шпатами и кварцем. Кварц разъедает не только плагиоклаз, но и микроклин, а в значительно более редких случаях наблюдается разъедание кварцем и пластинок биотита.

При микроскопическом изучении порфировидных гранитов иногда в них наблюдались отдельные небольшие участки, обладающие мелкозернистой аллотриоморфной структурой (фиг. 3). Эти участки породы состоят из очень мелких зерен плагиоклаза и кварца, часто наблюдаются здесь мирмекитовые прорастания. Реже в них встречаются микроклин и биотит. Возможно, что подобные участки гранита представляют собой микроксенолиты пород кровли. Наиболее правдоподобным такого рода предположение является для тех участков, где наблюдается роговиковая структура и обильное количество мелких листочков биотита с четко выраженной линейно-ориентированным расположением их.

Описанные выше реакционные взаимоотношения между минералами придают специфические черты структуре порфировидных гранитов. Она не может быть названа гипидиоморфнозернистой, так как по существу ни один из входящих в состав породы минералов не образует сколько-нибудь идиоморфных зерен. Такую структуру правильнее называть реакционной структурой (структурой разъедания).

К числу особенностей порфировидных гранитов необходимо также отнести кристаллизацию биотита в последние моменты магматического этапа, а также значительные колебания в содержании микроклина (от 25 до 60%). Нам казалось, что такая неоднородность в количественно-минералогическом составе этих гранитов может являться в какой-то мере следствием взаимодействия гранитной магмы с породами кровли.

Мелко- и среднезернистые граниты

Мелкозернистые граниты встречаются довольно часто, но только в отдельных случаях можно наблюдать более или менее четко выраженные границы участков распространения этих гранитов. На вершинах почти всех наиболее высоких сопков северного склона Борщевочного хребта встречаются мелкозернистые граниты совместно с участками среднезернистых разностей. Между ними наблюдаются постепенные, часто незаметные переходы. Так же постепенно в ряде случаев они сменяются порфировидными крупнозернистыми гранитами. Такой характер взаимоотношений между вышеназванными разновидностями гранитов позволяет считать их продуктами одной и той же магмы, кристаллизация которой происходила в различных условиях. Геологические наблюдения показывают, что мелкозернистые граниты образовывались в местах, более близко расположенных к породам кровли.

Минералогический состав мелко- и среднезернистых гранитов тождествен. Микроскопическое изучение этих гранитов показало, что вещественный состав их почти ничем не отличается от такового описанных выше порфировидных гранитов.

Количественные соотношения минералов средне- и мелкозернистых гранитов приведены в табл. 2.

Числовые данные указывают на такие же значительные колебания количественно-минералогического состава этих гранитов, как и у ранее рассмотренных порфировидных гранитов.

М и к р о к л и н образует сравнительно мелкие, размером от $0,3 \times 0,2$ до $1,5 \times 1$ мм, зерна неправильной, реже прямоугольной формы. Края зерен обычно неровные, волнистые.

Характерная для микроклина двойниковая решетка не наблюдается. Измеренный на федоровском столике угол, образуемый перпендикуляром

Количественно-минералогический состав мелко- и среднезернистых гранитов (в объемных %)

Минералы	Среднее	Пределы колебаний	Примечание
Микроклин	47,2	30—58	Среднее количество минералов подсчитано на восьми образцах
Кварц	27,4	15—40	
Плагноклаз	20,9	11—34	
Биотит	4,3	2—6	
Акцессорные	0,2	0.1—0,3	

к третьему пинакoiду с осью Nm, оказался равным 9° . Нередко наблюдается развитие по микроклину тонких струйчатых образований пертита, реже микропегматитовых прорастаний кварца. 2V колеблется в пределах от -78 до -82° .

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен размером от $0,3 \times 0,2$ до 1×1 мм. Довольно часто кварц образует мирмекитовые вроски в плагноклазе или микропегматитовые прорастания в микроклине.

Плагноклаз образует идиоморфные или неправильной формы зерна, размером от $0,5 \times 0,3$ до $1 \times 0,9$ мм. Края зерен обычно неровные, волнистые, иногда узорчатые. По составу плагноклаз соответствует олигоклазу (№ 17); часто наблюдаются полисинтетические двойники. Характерно, что двойниковые полоски в них очень узкие и имеют не четко выраженные границы.

Биотит встречается в виде мелких листочков, размером обычно не больше $0,5 \times 0,2$ мм. Окраска биотита зеленовато-бурая. В большинстве случаев листочки биотита частично замещены хлоритом и содержат тонкие иголки сагениита.

Апатит, наиболее распространенный минерал из числа акцессорных, образует тонкие удлиненные призматические кристаллы или мелкие округлые зерна.

Гранат встречается редко, присутствие его отмечено лишь в мелкозернистых гранитах северного склона хребта. Представлен он сравнительно крупными (до 1,5 мм в поперечнике) округлыми зернами, которые часто разбиты густой сеткой трещин.

Вторичные минералы представлены хлоритом и серицитом. **Хлорит** встречается довольно часто, замещая главным образом биотит. **Серицит** образует мелкие чешуйки, развивающиеся в небольшом количестве по плагноклазу.

Для средне- и мелкозернистых гранитов характерна более или менее однородная, гипидиоморфнозернистая структура, несколько усложненная реакционными взаимоотношениями между породообразующими минералами. В отдельных случаях наблюдаются аллотриоморфнозернистая и аплитовая структуры. По характеру взаимоотношений между минералами эти граниты очень похожи на вышеописанные порфировидные граниты. В них также наблюдается разъедание плагноклаза микроклином, часто сопровождающееся появлением мирмекита, но это явление здесь не имеет такого широкого распространения, как в порфировидных гранитах. Зерна плагноклаза хотя и имеют неровные, слегка разъеданные края, но в большинстве случаев характеризуются довольно ясным идиоморфизмом по отношению ко всем остальным минералам.

Кварц в средне- и мелкозернистых гранитах, в отличие от кварца порфировидных гранитов, не образует сколько-нибудь крупных скопле-

ний. Обычно небольшие ксеноморфные зерна кварца распределены в породе сравнительно равномерно. Характерным отличием описываемых пород является почти полное отсутствие в них так называемых микроксернолитов. В тех отдельных случаях, когда они наблюдались под микроскопом, они обладали теми же чертами, что и в порфировидных гранитах, а именно: преобладанием плагиоклаза над микроклином, наличием большого количества мирмекита, аллотриоморфной структурой.

Порфиробластические гранитоидные породы

Совершенно особое место, по способу их образования, среди гранитоидных пород Борщевочного хребта занимают породы, выделенные нами



Фиг. 4. Внешний облик порфиробластического гранитоида.

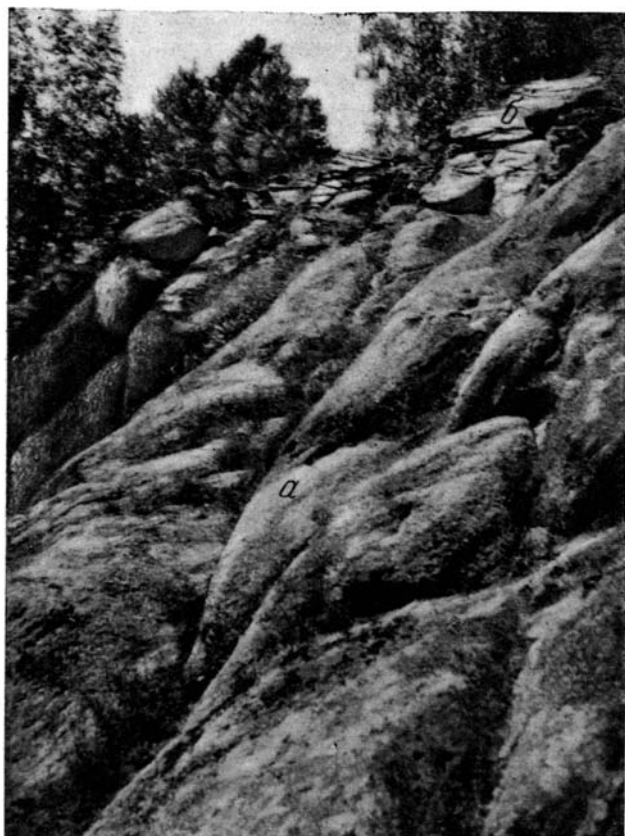
под названием порфиробластических меланократовых гранитоидных пород. Последние представляют собой, повидимому, гранитизированные породы кровли.

Порфиробластические гранитоиды чаще всего встречаются на северном склоне и в центральных частях хребта в виде полос неправильной формы. Длина последних иногда достигает 10—15 км, а ширина 1,5—2 км. В самых общих чертах можно говорить, что эти полосы вытянуты в направлении простираения борщевочного интрузива. Характерно, что в западных частях интрузива порфиробластические породы приобретают почти сплошное развитие и среди них граниты выходят в замкнутых контурах.

Порфиробластические гранитоиды имеют весьма своеобразный внешний облик (фиг. 4). Они представляют собой темные среднезернистые породы, состоящие из полевого шпата, дымчатого кварца и большого количества биотита. Особенно характерным для них является присутствие многочисленных порфиробластов калиевого полевого шпата. Последние резко выделяются на темном фоне сравнительно мелкозернистой основной массы, обогащенной чешуйками биотита, в связи с чем эти породы получили

полевое название «глазастики». Порфиробласты калиевого полевого шпата имеют правильную прямоугольную, реже округлую линзовидную форму. Наиболее часто размеры их от 3×1 до $4 \times 1,5$ см, в более резких случаях от $7 \times 2,5$ до 8×3 см. Количество порфиробластов составляет иногда 50% объема всей породы.

Часто порфировидные гранитоиды имеют резко выраженную плоскопараллельную текстуру, которая выражается в том, что порфиробласты



Фиг. 5. Контакт порфиробластических гранитоидов (а) с мелкозернистыми гранитами (б).

калиевого полевого шпата и листочки биотита располагаются ориентированно в определенной плоскости, имеющей простирание СВ $50-60^\circ$ и падение на юго-восток под углом $30-50^\circ$. Возможно, что такая текстура заимствована от пород кровли.

Полевыми наблюдениями установлено, что порфиробластические гранитоидные породы связаны постепенными переходами с порфировидными гранитами. Нередко на контакте этих пород можно наблюдать такую картину: следуя от порфировидных гранитов по направлению к порфиробластическим гранитоидам происходит постепенное обогащение гранита биотитом. Размеры и количество порфировидных выделений также возрастают. Порода начинает приобретать более резко выраженную плоскопараллельную текстуру и таким образом мы переходим в область развития уже порфиробластических пород. Между типичными порфировидными гранитами и порфиробластическими гранитоидами иногда можно наблюдать

переходные разновидности пород на расстоянии нескольких сот метров. В тех же случаях, когда нам приходилось наблюдать контакты порфиро-бластических гранитоидов с мелкозернистыми породами (фиг. 5), никаких переходных разновидностей пород не удавалось обнаружить, везде между ними наблюдались резкие границы.

Сравнительно с другими гранитоидами, порфиробластические породы отличаются повышенным содержанием биотита. Однако количество биотита в них не является постоянным и иногда эти породы имеют обычный облик мезократовых гранитоидов. Это особенно характерно для тех участков, которые встречаются в центральных частях хребта. Правда, и в других местах по простираанию полос этих пород можно видеть переходы меланократовых разновидностей порфиробластических гранитоидов в мезократовые. Так, например, одна из самых длинных полос на северном склоне хребта в своей восточной части представлена темными меланократовыми разновидностями с роговой обманкой, а на западе — мезократовыми.

В порфиробластических гранитоидах часто встречаются ксенолиты различных размеров. Они обычно имеют пластовый характер и, как правило, залегают согласно планпараллельной текстуре гранитоидов. Мощность пластообразных ксенолитов колеблется в пределах от 0,2 до 5 м, наиболее часто наблюдаются ксенолиты, имеющие мощность 0,5—2 м.

Наряду с пластообразными значительно реже встречаются ксенолиты линзообразной формы. Контакты ксенолитов с порфиробластическими гранитоидами, как правило, резкие, без реакционных каемок. Лишь в очень редких случаях наблюдались менее резко выраженные границы между ними, когда в периферических частях ксенолитов в качестве новообразований появлялись в небольшом количестве порфиробласты микроклина.

Характерно, что ксенолиты всегда обладают сланцеватой текстурой и отличаются меньшей величиной породообразующих минералов по сравнению с гранитоидными породами.

Под микроскопом порфиробластические гранитоидные породы состоят из следующих минералов:

- а) Главные: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка.
- б) Акцессорные: апатит, сфен, пироксен и др.
- в) Вторичные: хлорит, серицит.

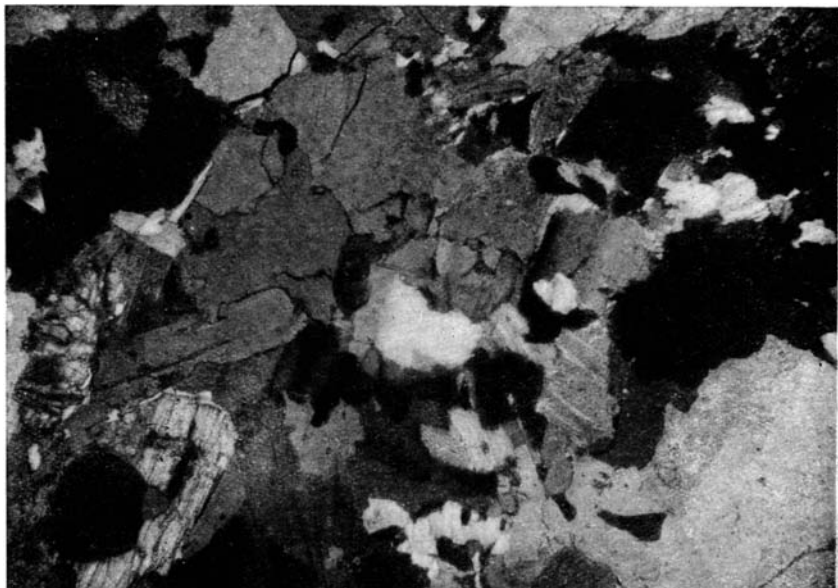
Количественные соотношения минералов приведены в табл. 3.

Таблица 3

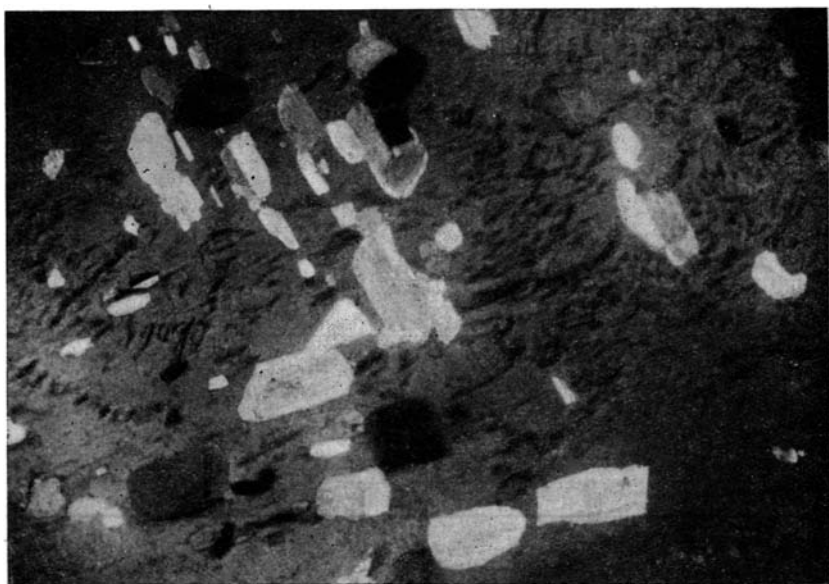
Количественно-минералогический состав порфиробластических гранитоидных пород (в объемных %)

Минералы	В целом для породы		Для основной массы	
	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний
Микроклин	41,6	30—73	16,2	8—24
Кварц	28,0	5—48	20,7	18—23
Плагиоклаз	21,6	10—33	49,5	41—57
Биотит	7,7	2—12	11,2	4—17
Акцессорные	1,0	0,1—5	2,4	0,6—4,6

Из приведенных в табл. 3 данных видно, что в основной массе порфиробластических гранитоидов плагиоклаз значительно преобладает над микроклином (фиг. 6). Кроме того, выявляется в качестве характерной особенности описываемых пород весьма непостоянный количественно-минералогический состав их.



Фиг. 6. Основная масса порфиробластического гранитоида.
Николи скрещены, увел. 35.



Фиг. 7. Порфировидные выделения микроклин-пертита с включениями
в них зерен плагиоклаза. Николи скрещены, увел. 35.

М и к р о к л и н встречается в основной массе в виде зерен неправильной формы, величиной около 1—1,5 мм, которые заполняют промежутки между другими минералами. В очень редких случаях наблюдалось заполнение микроклином тонких трещинок. Под микроскопом устанавливается, что крупные порфиробласты породы представлены также микроклином, они имеют часто неровные края и содержат большое количество включений плагиоклаза (фиг. 7), кварца, реже биотита. Обычно зерна микроклина заметно пертитизированы, в них редко обнаруживается двойниковая решетка. Форма пертитовых вростков струйчатая, реже пятнистая. Измерения на федоровском столике угла оптических осей микроклина показали колебания $2V$ в пределах от -72° до -82° . Угол $\perp$ (001). $Nm = 10-11^\circ$. Очень часто наблюдается разъедание микроклином плагиоклаза.

К в а р ц встречается обычно в виде ксеноморфных зерен величиной до 2 мм с волнистым угасанием. В некоторых случаях наблюдались зерна с зазубренными краями, когда зубцы одного зерна тесно входят в зубцы другого. Кроме того, кварц встречается в виде мелких червеобразных мирмекитовых вростков в плагиоклазе.

П л а г и о к л а з чаще образует удлинённые неправильные, реже прямоугольные зерна. Обычно идиоморфизм зерен плагиоклаза относительно других минералов выражен в слабой мере. Величина зерен плагиоклаза варьирует в пределах от $1,5 \times 1$ до 5×3 мм. Они обычно обладают двойниковым строением. Характерно, что двойниковые полосы обычно очень тонкие и границы между ними не очень резкие. В ряде случаев двойникование не наблюдается. Состав плагиоклаза непостоянен и в различных участках порфиробластических гранитоидов колеблется в пределах от кислого олигоклаза до андезина. Следует подчеркнуть, что в этих разностях пород, расположенных в западной части района, встречается более основной плагиоклаз (№ 25—34), а в восточной — более кислый (№ 10—18).

Широко наблюдается разъедание зерен плагиоклаза микроклином (особенно резко это явление выражено на контакте порфиробласт микроклина с зернами плагиоклаза). Разъедание плагиоклаза микроклином в большинстве случаев сопровождается появлением мирмекита, иногда на границе плагиоклаза с микроклином появляется узкая каемка более кислого плагиоклаза (фиг. 8).

Б и о т и т обычно встречается в виде мелких чешуек, реже образует довольно крупные пластинки размером до 1—3 мм. Характерно, что более крупные пластинки имеют желтовато- или красновато-коричневую окраску, тогда как мелкочешуйчатый биотит окрашен в зеленовато-бурый цвет и в нем менее резко выражен плеохроизм. Мелкие чешуйки биотита преимущественно тесно ассоциируют с мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен, выполняя промежутки между ними. В отдельных случаях можно было наблюдать, что скопления мелких чешуек зеленовато-бурого биотита заполняют трещинки спайности в более крупных пластинках буровато-коричневого биотита. Нередко биотит содержит мелкие включения акцессорных минералов: апатит, титанит и др. Довольно часто наблюдается хлоритизация биотита с образованием тончайших иголочек рутила (сагенита).

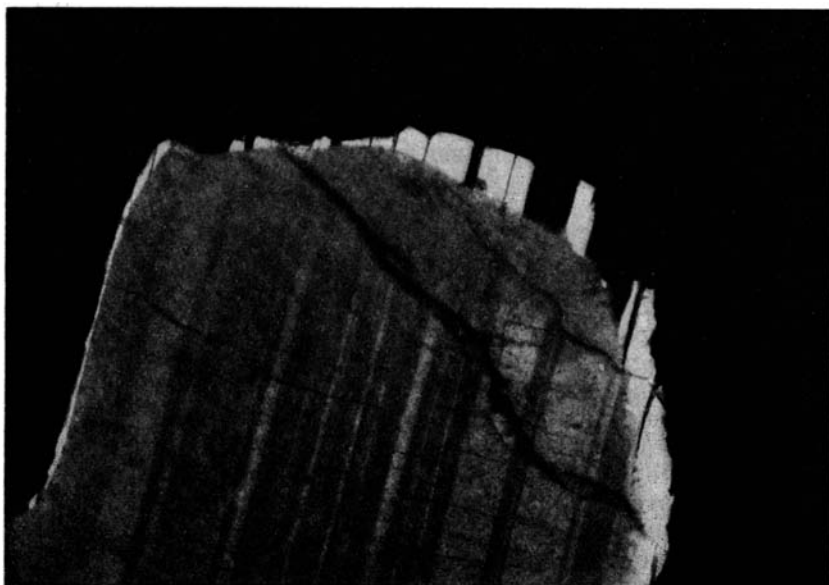
П и р о к с е н встречается очень редко, в единичных плифах в виде сравнительно крупных (до 2 мм) неправильной формы зерен. Иногда в них заметен слабый зеленоватый оттенок. Измерения на федоровском столике дали следующие результаты: $2V = +58^\circ$, $cNg = 42^\circ$.

Наблюдается приуроченность зерен пироксена к роговой обманке.

Р о г о в а я о б м а н к а встречается чаще, чем пироксен, но также в небольшом количестве. Она образует неправильной формы зерна сред-

ней величины. Окраска зерен светлозеленая. Наблюдается плеохроизм. Часто обнаруживается замещение их биотитом. На федоровском столике были определены: $2V = -62^\circ$; $cNg = 18^\circ$.

А п а т и т является наиболее распространенным среди акцессорных минералов. В ассоциации с биотитом чаще всего встречаются довольно крупные (до 0,8 мм) округлые, реже овальные зерна. Мелкие призматические кристаллы апатита наблюдаются вне связи с биотитом.



Фиг. 8. Альбитовая каемка вокруг зерна олигоклаза.
Николи скрещены, увел. 35.

С ф е н встречается довольно часто, образуя зерна неправильной формы, величиной до 0,5 мм. Иногда наблюдаются вытянутые ромбовидные кристаллы. Окраска желтовато-серая, плеохроизм слабый.

Вторичные минералы — **х л о р и т**, **с е р и ц и т** — встречаются в незначительном количестве. Хлорит развивается за счет плагиоклаза.

Микроскопическим изучением порфиробластических гранитоидов было установлено, что в этих породах преобладают гранобластические отношения минералов и реже встречаются гипидиоморфнозернистые структуры. Нередко можно было наблюдать, что основная масса породы представляет собой скопление мелких округлых зерен плагиоклаза и кварца, где чешуйки слюды имеют довольно четко выраженное ориентированное расположение.

Исходя из имеющихся в нашем распоряжении данных, можно высказать некоторые соображения о характере образования порфиробластических гранитоидных пород. Они, повидимому, представляют собой гранитизированные породы, образовавшиеся путем изменения пород кровли под воздействием внедрившейся гранитной магмы. Степень гранитизации этих пород настолько велика, что определить их первоначальный состав не представляется возможным. Вероятнее всего это были амфиболиты, которые встречаются в большом количестве среди вмещающих борщевочные граниты пород.

Глубокие изменения, которые претерпели породы кровли, были вызваны, повидимому, воздействием на них газообразно-флюидных компо-

нентов магмы, богатой щелочами и кремнекислотой. Внедрявшаяся магма обладала большими запасами энергии, что обуславливало подвижность флюидов и позволяло им проникать на значительные расстояния вглубь кровли.

Процессы гранитизации шли в направлении уравнивания состава вмещающих пород с составом внедрявшейся магмы. Более основные плагиоклазы вмещающих пород в этих условиях превращались в более кислые разновидности, широкое развитие получили также мирмекитовые образования. За счет роговой обманки интенсивно развивался биотит. В следующую стадию получали широкое развитие процессы микроклинизации, которые вели к значительному замещению плагиоклаза микроклином, а также к образованию большого количества крупных порфировластов микроклина, захватывающих при своем росте другие минералы (плагиоклаз, биотит, кварц) сформировавшейся уже к тому времени основной массы пород.

Неравномернозернистые, часто пегматоидные граниты

Эти разновидности гранитов чаще всего встречаются в осевых частях хребта, нередко наблюдается и приуроченность их к местам развития порфировластических гранитоидов. Пегматоидные граниты чаще всего образуют замкнутые формы, отвечающие куполам величиной до 2 км в поперечнике. На склонах хребта наблюдаются выходы пегматоидных гранитов значительно меньших размеров. Кроме того, среди порфировидных биотитовых гранитов нередко небольшие участки-полосы и неправильной формы шпирообразные тела неравномернозернистых пегматоидных гранитов, переходящих иногда в типичные пегматиты. Участки этих гранитов обычно не имеют резких границ и переходы между ними и порфировидными гранитами постепенные.

Макроскопически эти породы характеризуются светлой желтоватосерой окраской. В них наблюдается большая неоднородность структур по сравнению даже с порфировидными гранитами. Характерно, что даже на небольшой (в несколько квадратных метров) площади выхода этих гранитов имеет место чередование участков крупнозернистой, мелкозернистой, иногда типичной графической структур.

Помимо обычных для борщевочных гранитов минералов — светлого полевого шпата, дымчатого кварца и биотита — в пегматоидных гранитах встречаются скопления черного турмалина, нередко довольно крупные листочки мусковита и отдельные мелкие кристаллы магнетита.

Среди пегматоидных гранитов более часто, чем в других разновидностях борщевочных гранитов, содержатся ксенолиты вмещающих пород. Они представлены темными, реже серыми мелкозернистыми породами, состоящими из кварца, полевых шпатов и биотита. Иногда в ксенолитах в небольшом количестве присутствует роговая обманка. Обычно ксенолиты рассланцованы или гнейсовидны, содержат тонкие (9—10 см) послойные инъекции гранита. Большинство ксенолитов имеют пластообразную форму, только в редких случаях встречались овальные, линзообразные и еще реже угловатые включения. Мощность пластообразных ксенолитов варьирует от 0,1 до 1,5 м, наблюдаемая протяженность их редко превышает 20 м. Характерно, что элементы залегания ксенолитов по большей части совпадают с направлением пологой отдельности. Контакты гранитов с ксенолитами обычно резкие.

Обычно вся масса ксенолита имеет один и тот же минералогический состав. Только в отдельных случаях приходилось наблюдать, что приконтактовые части ксенолитов становятся более крупнозернистыми и массивными и в них появляются редкие, но достаточно крупные (1—1,5 см)

порфириобласты микроклина. Иногда в пегматоидных гранитах наблюдались небольшие вытянутые полосы с повышенным содержанием биотита, в расположении чешуек которого наблюдалась линейная ориентировка. Можно предполагать, что такого рода участки гранита представляют собой продукт весьма интенсивной гранитизации ксенолитов.

Микроскопическое изучение пегматоидных гранитов показало, что они по минералогическому составу и по характеру взаимоотношений между главнейшими породообразующими минералами тождественны порфировидным разностям гранитов. Результаты подсчетов количественно-минералогического состава приведены в табл. 4.

Таблица 4

Количественно-минералогический состав пегматоидных гранитов (в объемных %)

Минералы	Среднее	Пределы колебаний	Примечание
Микроклин	41,9	30—50	Среднее значение получено по подсчетам в шести образцах. В каждом образце подсчет сделан по трем шлифам
Кварц	37,7	30—50	
Плагиоклаз	18,2	10—30	
Биотит	1,3	1—2	
Акцессорные	0,8	0—3	

Из приведенных данных видно, что процентное содержание отдельных минералов в породе колеблется в широких пределах. Если же принимать во внимание только среднее содержание, то пегматоидные граниты по сравнению с порфировидными разностями содержат значительно больше кварца и меньше биотита, несколько ниже в них также содержание плагиоклаза.

Морионовые граниты

Эти разности гранитов не имеют широкого развития. Встречаются они главным образом в северо-западной части борщевочного интрузива. С порфировидными и равномернозернистыми гранитами они связаны постепенными и незаметными переходами. Макроскопически морионовые граниты представляют собою крупнозернистые породы, с размером зерен до 5—6 мм в поперечнике, состоящие из черного кварца и белого полевого шпата. Для этих пород характерна массивная текстура и крупноблочная отдельность. По данным В. И. Гоньшаковой, морионовые граниты, сравнительно с ранее описанными фациями борщевочных гранитов, характеризуются более четко выраженными элементами прототектоники. Направление простирания плоскостей течения в западной части площади их распространения СЗ 270—280° с падением под углом 75°, в центре почти широтное и на востоке СВ 55° с падением на северо-запад под углом 45—50°. Планпараллельная текстура обусловлена ориентированным расположением зерен кварца и чешуек биотита. Результаты подсчетов количественно-минералогического состава этих гранитов приведены в табл. 5.

Количественные соотношения минералов морионовых гранитов очень близки к тем, которые наблюдались для среднезернистых гранитов (см. табл. 2).

Под микроскопом эти граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Калиевый полевой шпат представлен микроклином с хорошо выраженной двойниковой решеткой и углом оптических осей 2V от —70 до —76°. Характерно, что зерна калиевого полевого шпата здесь обычно не несут даже следов пертитизации.

Количественно-минералогический состав морионовых гранитов
(в объемных %)

Минералы	Среднее	Пределы колебаний	Примечание
Микроклин	45,9	41—51	Среднее содержание минерала получено из подсчетов на трех образцах. Из каждого образца изготовлялось три шлифа
Плагноклаз	25,2	17—29	
Кварц	24,2	21—29	
Биотит	3,7	1,6—7,0	
Мусковит	0,6	0,5—1,4	
Акцессорные	0,5	0,3—0,8	

Определение зерен плагноклаза на Федоровском столике показало, что они представлены олигоклазом (№ 20—25) и в этом отношении не отличаются от плагноклазов описанных выше разновидностей гранита. Биотит чаще всего встречается в виде небольших чешуек, которые располагаются в промежутках между зернами кварца и калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы (апатит) представлены мелкими идиоморфными зернами, включенными в биотит.

Милонитизированные гранитогнейсы и милониты

Милонитизированные гранитогнейсы, повидимому, принадлежат в главной своей массе к вмещающим борщевочные граниты породам, но они настолько тесно связаны с интрузией, что их необходимо рассматривать как одну из составляющих частей борщевочного интрузивного комплекса.

В районе наших исследований гранитогнейсы и милониты образуют полосу шириной от 1,5 до 2,5 км, вытянутую вдоль южного контакта гранитной интрузии. Южной границей полосы гранитогнейсов служит удинский сброс. Только на крайнем западе последний отходит от гранитогнейсов.

Макроскопически гранитогнейсы характеризуются светлой серовато-желтой окраской, среднезернистой структурой и гнейсовидной текстурой. Простирание сланцеватости в гранитогнейсах в общем согласное с границами полосы, но обнаруживает легкую волнистость. Оно колеблется от СВ 60—70° на западе до СВ 30—50° в восточной части района. Сланцеватость падает от борщевочного интрузива в южном направлении, причем, если в западном окончании полосы гранитогнейсов наблюдаются более крутые (25—35°) углы, то на восток происходит выполаживание падения сланцеватости и наиболее часто углы составляют 10—15°.

Среди более или менее однородных гранитогнейсов иногда наблюдаются довольно резко отграниченные темные прослои, мощностью до 1,5—2 м, обогащенные биотитом. В этих прослоях нередко наблюдается большое количество крупных (до 3—5 см) выделений микроклина, повидимому метасоматического происхождения. В отдельных редких случаях приходилось наблюдать такие контактные явления, которые указали на образование порфиробластических пород за счет прослоев амфиболитов под воздействием пегтитовых инъекций борщевочных гранитов. В некоторых местах довольно отчетливо можно наблюдать, что количество и мощность прослоев порфиробластических пород в гнейсах заметно увеличивается по направлению к гранитам и эти породы приобретают облик тех

порфиروبластических гранитоидов, которые встречаются в центральных частях борщевочного гранитного массива. Следует отметить, что в гранитогнейсах иногда наблюдаются пластовые ксенолиты амфиболитов, сохранившие минералогический состав и структуру, которыми они обладают вне пределов гранитогнейсов. Кроме того, в этих же породах встречаются реликты слюдяных и слюдяно-кварцитовых сланцев.

Таким образом, в состав полосы гранитогнейсов входят не только древние гранитоиды, но и кристаллические породы удинского комплекса. Вместе с тем в ряде случаев в узкой полосе гранитогнейсов наблюдаются постепенные переходы от слабо катаклазированных борщевочных гранитов через гранитогнейсы к типичным милонитам. Следовательно, какая-то часть гранитогнейсов представляет собой в различной степени катаклазированные и милонитизированные борщевочные граниты.

Микроскопические исследования показали, что гранитогнейсы интенсивно катаклазированы и милонитизированы. Под микроскопом устанавливается, что в состав этих пород входят следующие минералы: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном и апатитом.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т (микроклин) представляет собой главную составную часть породы. Встречается он в виде зерен неправильной формы и со слабо выраженной двойниковой решеткой. Нередко в них наблюдаются следы дробления, иногда они содержат пойкилитовые, округлой формы, вроски кварца.

Кроме того, в гранитогнейсах нередко наблюдаются зерна микроклина второй генерации, повидимому метасоматического происхождения. Последние характеризуются значительно большими размерами, чаще в них наблюдаются явления пелитизации. В некоторых случаях можно было наблюдать, что крупные зерна микроклина второй генерации располагаются под углом и пересекают сланцеватость породы. Следует указать, что микроклин I генерации обладает $2V$ от -74 до -82° , а микроклин II генерации имеет угол оптических осей $84-86^\circ$.

Участки гранитогнейсов, содержащие микроклин II генерации, обычно характеризуются развитием более крупночешуйчатого (до 2—3 мм) зеленовато-бурого биотита в сопровождении с апатитом.

П л а г и о к л а з в гранитогнейсах встречается в различных количествах и обычно по сравнению с калиевым полевым шпатом имеет подчиненное значение. По составу плагиоклаз соответствует олигоклазу (№ 20—24), он встречается в виде зерен неправильной, реже таблитчатой формы. Проявляющееся в них иногда двойниковое строение характеризуется очень тонкими полосками полисинтетических двойников.

Нередко наблюдается разъедание зерен плагиоклаза микроклином II генерации, в отдельных случаях от плагиоклаза сохраняются лишь отдельные небольшие обрывки. Характерно, что между зернами плагиоклаза и микроклина I генерации обычно располагается мелкораздробленный материал, состоящий из зерен кварца и полевого шпата, с зубчатыми краями и волнистым угасанием.

В плагиоклазе на стыке с зернами микроклина нередко наблюдаются червеобразные мирмекитовые вроски кварца.

К в а р ц в гранитогнейсах встречается в большом количестве. Обычно он представлен сравнительно мелкими зернами с резко выраженным волнистым погасанием. Часто мелкие зерна кварца группируются в полосы, вытянутые вдоль сланцеватости породы.

Количество биотита в гранитогнейсах непостоянно. Обычно он встречается в виде мелких изогнутых листочков и чешуек, вытянутых в направлении разгнейсования породы и обладающих резким плеохроизмом от светлозеленого или желтого по Nr до темного зеленовато-бурого по Ng .

В очень редких случаях встречается в этих породах роговая обманка в виде мелких неправильных зерен светлозеленого цвета со слабым плеохроизмом.

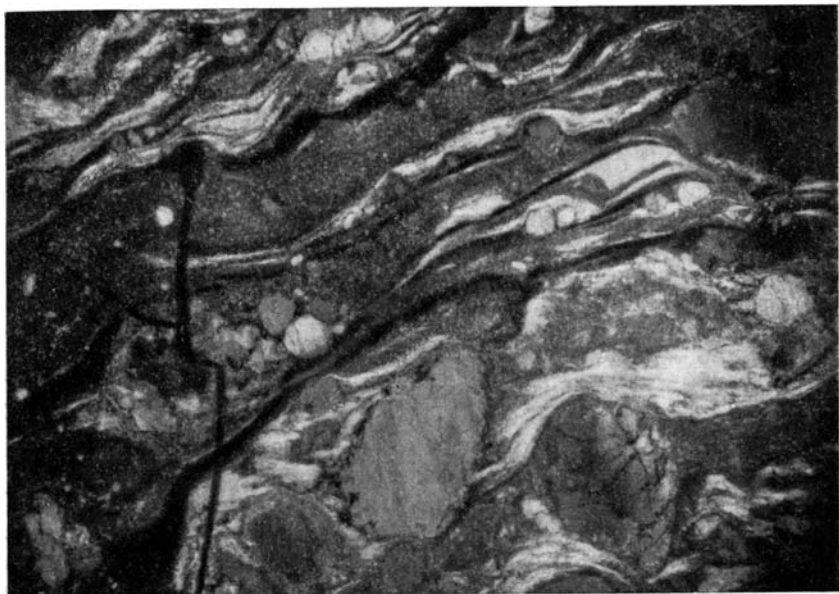
Акцессорные минералы, представленные апатитом и титанитом, распределены в породе очень неравномерно. В тех случаях, когда эти минералы присутствуют в достаточно больших количествах, обнаруживается приуроченность их к биотиту.

Апатит обычно образует небольшие зерна округлой формы и мелкие призматические кристаллы. Титанит встречается в виде зерен различной величины (до 0,8 мм), чаще неправильной формы и буровой окраски со слабым плеохроизмом.

Очень часто среди гранитогнейсов вблизи Ундинского сброса наблюдаются полосы темносерых, иногда черных милонитов, шириной 7—10 м, но чаще в пределах 2—3 м. В более удаленных от линии тектонического нарушения участках гранитогнейсов милониты встречаются в виде тонких полос шириной иногда всего в несколько миллиметров и лишь в редких случаях до 30—40 см. По внешнему виду милониты иногда очень похожи на фельзиты, особенно в тех случаях, когда в них наблюдаются порфиробласты калиевого полевого шпата. Границы полос милонитов довольно резкие, но обычно милониты связаны с гранитогнейсами постепенными переходами.

Путем микроскопического исследования систематически подобранного ряда образцов, характеризующих переходы от борщевочных гранитов к гранитогнейсам и милонитам, удалось установить, что слабо катаклазированные гранитогнейсы не отличаются от гранитов. В таких гранитогнейсах можно наблюдать характерные черты, присущие борщевочным гранитам: в них в большинстве случаев преобладает микроклин, образующий как относительно мелкие неправильные зерна, так и крупные вкрапленники; плагиоклаз обычно раздается микроклином, часто присутствует мирмецит; кварц часто образует крупные скопления, нередко наблюдается разделение кварцем зерен полевого шпата. Вместе с тем явления катаклаза наложили существенный отпечаток, выражающийся в том, что наиболее легко поддающиеся дроблению зерна кварца приобретают волнистое погасание и часто мозаичную структуру, полевые шпаты сильно деформированы, растресканы, иногда обладают волнистым погасанием, листочки биотита сильно изогнуты и часто разорваны, вокруг крупных выделений микроклина и плагиоклаза образуются скопления мелкораздробленного материала. Порода приобретает бластогранитовую структуру.

В более сильных катаклазированных породах появляются довольно крупные участки мелкозернистого материала с мозаичной структурой (фиг. 9). Однако в этих породах преобладает еще крупнозернистый материал. По мере увеличения степени катаклаза количество дробленного материала возрастает и начинает преобладать над более или менее сохранившимися выделениями полевых шпатов. Последние, а также листочки биотита, принимают ориентированное положение в направлении разгнейсования и порода приобретает полосчатое сложение; полосы сохранившегося крупнозернистого материала чередуются с полосами мелкораздробленного материала. Еще более сильно катаклазированные породы состоят из мелкозернистой массы полевого шпата, кварца и чешуек биотита, среди которой встречаются только отдельные довольно крупные (до 1,5 мм) зерна микроклина, реже плагиоклаза и кварца. Эти крупные зерна имеют овальную форму и располагаются длинной осью в направлении разгнейсования. Главная часть мелкозернистой массы породы имеет полосчатое, струйчатое сложение. Тонкие полосы слюдяного материала чередуются с полосами, состоящими из мелких зерен кварца и полевого



Фиг. 9. Милонитизированный гранитогнейс.
Николи скрещены, увел. 35.



Фиг. 10. Милонит. Николи скрещены, увел. 35.

шпата. Иногда здесь же встречаются узкие и длинные линзовидной формы скопления очень мелкозернистого кварца. Такие полосы и скопления огибают и обволакивают более крупные сохранившиеся зерна полевых шпатов и кварца.

Еще более милонитизированные граниты характеризуются образованием темных, очень плотных пород, представляющих собой под микроскопом тонкозернистую, почти не поляризующую массу, состоящую из мельчайших (не свыше 0,01 мм) зернышек кварца, полевого шпата и биотита (фиг. 10). В проходящем свете эта масса имеет темную окраску и слабо выраженное полосчатое строение. В ней встречаются отдельные очень редкие, округлые или овальные зерна микроклина, реже плагиоклаза и кварца, размером 0,3—0,5 мм. Кроме того, встречаются отдельные мелкие призматические или округлые зерна апатита.

При микроскопическом исследовании гранитогнейсов иногда можно наблюдать, что микроклин II генерации также подвергается раздроблению. Трещинки дробления в микроклин иногда бывают выполнены хлоритом и серицитом. На этом основании можно говорить о том, что и в более позднее время эти породы в какой-то мере подвергались катаклазу и милонитизации, т. е. можно говорить о многократности катаклаза пород.

Таким образом, описанные нами гранитогнейсы представляют собой сложные образования. Как будто не вызывает сомнения, что главная их масса произошла за счет вмещающих пород, которые подверглись катаклазу и милонитизации с последующим развитием процессов гранитизации. Кроме того, в полосу гранитогнейсов южного контакта борщевочного интрузива в какой-то части входят нормальные гранитогнейсы, которые представляют собой динамометаморфизованные краевые части борщевочного гранитного интрузива, примыкающие к Ундинскому сбросу.

Жильные породы

Жильные породы, связанные с борщевочными гранитами, имеют довольно широкое распространение в пределах исследованного нами района. Они представлены мелкозернистыми гранитами, пегматитами, аплитами и кварцевыми жилами. Расположение этих пород не находится в какой-либо зависимости от фациальных разновидностей гранитов борщевочного интрузива. Пегматитовые жилы, реже жильные граниты, встречаются также в экзоконтактовом ореоле интрузии, иногда удаляясь от нее на значительное расстояние. Простираение жил обычно северо-восточное (СВ 30—50°, реже СВ 70—80°), мощность 0,5—1 м, в редких случаях до 10—15 м, падение крутое на северо-запад под углом 70—90°. Редко встречаются полого залегающие жилы.

Мелкозернистые граниты. На северном склоне хребта, среди пород метаморфической свиты, вблизи контакта с гранитным интрузивом встречаются сравнительно мощные жилы светлых мелкозернистых гранитов. Мощность этих жил нередко достигает 10—15 м, обычно же колеблется в пределах от 0,5 до 1,5 м.

Жильные граниты, как правило, характеризуются очень малым содержанием темноцветных минералов. Характерной особенностью их минералогического состава являются часто встречающиеся скопления мелких кристалликов граната и магнетита. Иногда в этих гранитах наблюдаются кристаллы турмалина. Жилы мелкозернистых гранитов залегают не только среди метаморфических пород, они встречаются и во всех без исключения разновидностях гранитоидов борщевочного интрузива. Наиболее часто их можно наблюдать в порфиробластических меланократовых гранитоидных породах. Во всех случаях жилы отделены от вмещающих их гранитов резкой границей и отличаются от них мелкозернистой струк-

турой и меньшим содержанием темноцветных минералов. Залегают они чаще согласно с пластовой отдельностью вмещающих их гранитов. В этом случае контакты их всегда прямолинейные. Жилы же, которые занимают секущее положение по отношению к пластовой отдельности, отличаются непостоянством простирания и имеют извилистые и неровные контакты.

Под микроскопом жильные мелкозернистые граниты тождественны ранее описанным мелкозернистым биотитовым гранитам. Они состоят из микроклина, кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаз) и биотита. В редких случаях наряду с биотитом в них присутствует мусковит. Из акцессорных минералов встречается апатит, магнетит, иногда гранат и турмалин. Структура породы гипидиоморфнозернистая, несколько усложненная реакционными взаимоотношениями главных пороодообразующих минералов.

Аплиты и аплитовидные граниты. Наряду с жилами мелкозернистых гранитов, в борщевочном гранитном массиве встречаются, но значительно реже, жилы аплитов и светлых аплитовидных гранитов. В породах метаморфической толщи эти жилы очень редки и обычно сопровождаются крупными пегматитовыми телами. Жилы аплитов и аплитовидных гранитов имеют обычно небольшую мощность от 5 до 15 см, лишь в редких случаях до 30—50 см. Простирание этих жил чаще всего широтное с крутым (60—80°) падением на север. Они всегда занимают секущее положение по отношению к пластовой отдельности и к направлению плоскопараллельной текстуры борщевочных гранитов. Контакты жил обычно резкие и прямолинейные. По внешнему виду аплиты и аплитовидные жильные граниты представляют собой светлые массивные мелкозернистые породы, состоящие из полевого шпата, кварца и биотита. В большинстве случаев аплитовые жилы имеют неоднородную структуру. В отдельных сравнительно маломощных жилах наблюдается постепенное увеличение крупности зерен от центра жилы к контакту с вмещающими породами. В некоторых случаях в приконтактных частях этих жил наблюдается пегматоидная структура. Необходимо отметить, что иногда наблюдается по простиранию жилы переход аплитов в пегматиты.

Микроскопическое изучение аплитов и аплитовидных гранитов показало, что в этих породах встречаются следующие минералы: а) главные — плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит; б) акцессорные — апатит, магнетит, гранат, турмалин, флюорит; в) вторичные — хлорит, сагенит.

Плагиоклаз в большинстве случаев имеет преобладающее значение. Он образует обычно мелкие (до 0,5 мм) зерна неправильной, реже таблитчатой формы. Края зерен часто прямолинейные, иногда неровные, зазубренные. Большинство зерен плагиоклаза обнаруживает двойниковое строение, причем двойниковые полоски четкие, но неширокие. По составу плагиоклаз соответствует альбиту № 3—5, в редких случаях встречается олигоклаз № 16.

Кварц присутствует в большом количестве. Он образует мелкие (до 0,8 мм) зерна округлой изометричной или неправильной формы. Часто наблюдаются тонкие микропегматитовые прорастания кварца в калиевом полевоом шпате. Как правило, зерна кварца обладают волнистым угасанием.

Микроклин встречается в этих породах обычно в подчиненном количестве по сравнению с плагиоклазом, в виде мелких (до 0,3 мм) неправильных зерен, реже — более крупных (до 1 мм) прямоугольных кристаллов. Характерно, что зерна микроклина часто сильно пертитизированы, содержат микропегматитовые вроски кварца.

Биотита очень мало, он образует мелкие вытянутые чешуйки. Окраска их зеленовато- или красновато-бурая. Нередко в биотите наблюдаются мелкие включения акцессорных минералов.

Мусковит встречается в небольшом количестве и обычно в тех разновидностях этих пород, в которых отсутствует биотит. Одновременно мусковит и биотит, как правило, не встречаются. Мусковит обычно образует довольно крупные (до 1 мм) вытянутые пластинки с неровными краями.

Количество акцессорных минералов в аплитах крайне незначительно. Мелкие призматические зерна апатита обычно встречаются в виде включений в биотите. Зерна магнетита неправильной формы, величиной 0,2—0,3 мм, иногда образуют в породе мелкие скопления. Гранат и турмалин встречаются в виде хорошо ограненных кристаллов размером до 0,8 мм. Флюорит представлен единичными неправильными зернами. Структура породы — аллотриоморфная, в отдельных участках гипидиоморфнозернистая и микропегматитовая. Наряду с непостоянством количественных соотношений между минералами, в этих породах наблюдается также частая изменчивость размеров зерен.

Пегматиты. Среди жильных пород пегматиты пользуются наиболее широким распространением. Они встречаются как в самом гранитном массиве, так и во вмещающих породах. В гранитах пегматиты образуют чаще всего шлиры линзообразной и неправильной формы, обычно 1—1,5 м в поперечнике. Как правило, шлиры пегматитов не имеют резких границ с вмещающими их гранитами и часто связаны с ними постепенными переходами. От более крупных шлиров иногда отходят многочисленные апофизы, имеющие с гранитом резкие контакты. Пегматитовые жилы в гранитах встречаются сравнительно редко, несколько больше приуроченность их к северной части борщевочного гранитного массива. Простираание жил варьирует от почти меридионального до северо-восточного и широтного, падение их крутое (50—80°). Мощность пегматитовых жил обычно не превышает 30—50 см, реже встречаются жилы мощностью 1—1,5 м. В амфиболитах и слюдисто-кварцевых сланцах пегматиты образуют более мощные (до 10 и более метров) жилы и тела неправильной формы. Минералогический состав пегматитов довольно однообразен: они состоят из светлого, иногда розоватого или голубоватого калиевого полевого шпата (обычно ортоклаза), дымчатого, реже почти совершенно черного кварца, отдельных скоплений крупных листочков биотита и редко мусковита. Помимо этого, в пегматитах часто встречаются скопления турмалина и граната, в редких случаях — отдельные кристаллы берилла и топаза, еще реже — листочки лепидолита.

Для пегматитов Борщевочного хребта характерны также некоторые структурные особенности: в них очень часто наблюдается письменная или графическая структура, причем, помимо типичных графических структур прорастания полевого шпата и кварца, иногда встречаются графические структуры прорастания кварца и турмалина или кварца и граната.

Широкое развитие имеют своеобразные крупнозернистые структуры, представляющие переходы от типичных графических структур к пегматоидным. Иногда наблюдаются миароловые структуры, когда в графическом пегматите присутствует большое количество мелких пустот, выполненных кристаллами кварца, полевого шпата и турмалина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании всего вышеизложенного описанные разновидности гранитоидов можно объединить в один интрузивный комплекс, приуроченный к региональной антиклинальной структуре. Следует отметить, что интрузия борщевочных гранитов, при общем подчинении складчатой струк-

туре, все же является секущей. Сам акт интрузии гранитной магмы, повидимому, представлял собой единый (отсутствовали разделенные во времени интрузивные фазы), но достаточно длительный процесс.

Образование различных разновидностей пород интрузивного комплекса происходило в зависимости от степени и характера взаимодействия магмы с вмещающими породами, а также от характера распределения летучих компонентов в магме.

Пестрота структур, частая смена и взаимные переходы различных типов гранитов свидетельствуют о неоднородности физико-химических условий в различных частях массива в момент кристаллизации магмы. Эта неоднородность, повидимому, обусловлена была прежде всего неравномерным распределением летучих компонентов. Большая концентрация их в отдельных участках привела к образованию в гранитном массиве многочисленных пегматитовых шлиров и к появлению пегматоидных разностей гранита. Весьма вероятно, что в участках магмы, лишенных летучих компонентов, образовались мелкозернистые граниты. В отчленении газовой составляющей от магматического расплава, повидимому, заметную роль играли ассимиляционные процессы.

В расположении отдельных разновидностей гранитов относительно друг друга сказываются особенности их образования. Так, порфировидные граниты обычно занимают гипсометрически более низкие участки по сравнению с выходами пегматоидных гранитов и порфиробластических гранитоидов. Наблюдается почти постоянная приуроченность мелкозернистых, а также пегматоидных разностей гранитов к местам наиболее широкого распространения порфиробластических гранитоидов.

В качестве характерной черты борщевочной интрузии следует указать на связанные с нею процессы гранитизации, имеющие широкое развитие в данном районе. Метасоматическая природа образования порфиробластических гранитоидных пород как будто не вызывает сомнения. В одном случае наблюдались такие взаимоотношения между инъекциями борщевочных гранитов с амфиболитами, которые дают основание считать, что порфиробластические гранитоидные породы образовались за счет прослоев амфиболитов, путем гранитизации последних. Наличие роговой обманки в порфиробластических породах других участков гранитного массива можно рассматривать как признак того, что в этих случаях они образовались за счет амфиболитов.

Характерно, что метасоматически измененные участки вмещающих пород, залегающие среди гранитов, нередко в свою очередь секутся пегматитовыми прожилками, имеющими аплитовые оторочки. На этом основании можно предположить, что процессы гранитизации, связанные с борщевочными гранитами, предшествовали пегматитовым дайкам.

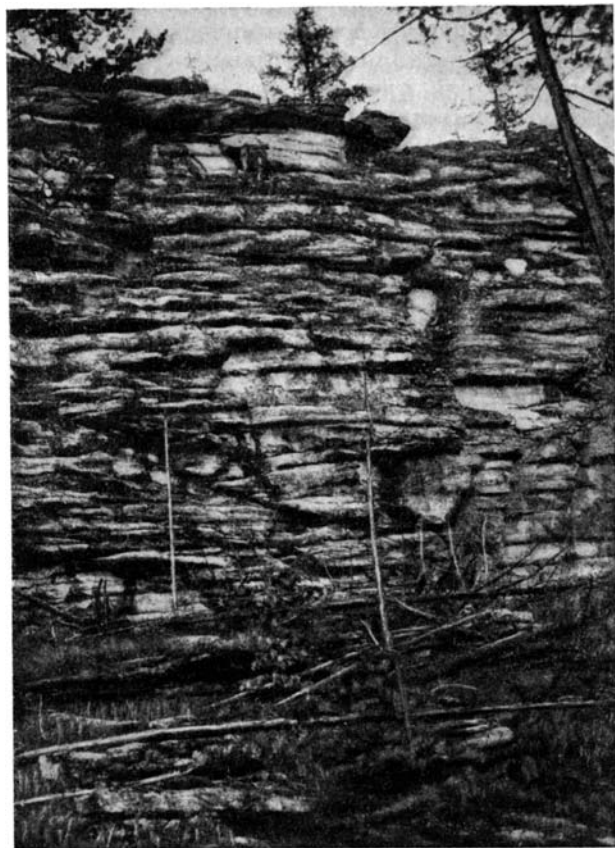
В породах борщевочного интрузивного комплекса очень часто наблюдаются плоскопараллельные текстуры, имеющие, повидимому, различное происхождение. В некоторых случаях они, очевидно, могут быть объяснены только движениями в самой магме, в большинстве других случаев этот вопрос не может быть решен однозначно, и приходится допускать возможность образования таких текстур в результате динамометаморфических процессов.

В порфиробластических гранитоидных породах такие текстуры, повидимому, унаследованы от исходных в последующее время гранитизированных пород.

В качестве наиболее характерных признаков минералогического состава гранитоидов борщевочного интрузивного комплекса следует отметить следующие: а) устойчивый состав (№ 25—28) плагиоклазов во всех разновидностях гранитов за исключением порфиробластических гранитоидных пород, в которых встречается более основной (до № 34) плагиоклаз,

б) биотит по времени кристаллизации является одним из поздних минералов, в) широко развиты процессы замещения плагиоклаза микроклином, г) слабо выражены вторичные изменения (хлоритизация биотита, серицитизация плагиоклаза).

Характерной чертой гранитной интрузии Борщевочного хребта является также относительное богатство летучими компонентами и калием.



Фиг. 11. Борщевочные граниты с резко выраженной пластовой отдельностью.

Породы данного интрузивного комплекса несут следы довольно резко выраженного калиевого метасоматоза. На том основании, что в этих породах минералы, содержащие кальций, обнаруживают неустойчивость и замещаются другими, причем эти процессы не сопровождаются новообразованиями, в которых могли бы фиксироваться освобождающийся кальций, — можно предполагать, что наряду с привнесением калия в породы борщевочного интрузивного комплекса происходил вынос кальция.

Следует еще отметить, что широко развитая в гранитах пологая отдельность (фиг. 11), повидимому, отражает положение верхней поверхности интрузии. Базируясь на большом числе замеров положения плоскостей этой отдельности в пространстве, можно утверждать, что гранит-

ный массив в общем представляет собой свод, ось которого несколько смещена к югу относительно современной осевой линии Борщевочного хребта. Поверхность интрузии к западу, повидимому, испытывает общее погружение. Об этом можно судить на том основании, что при движении к западному концу интрузии наблюдается почти сплошное развитие порфиробластических гранитоидных пород, а граниты среди них выходят в виде сравнительно небольших тел замкнутых контуров.

Подводя итог тому, что было сказано выше, мы должны еще раз подчеркнуть, что в образовании отдельных разновидностей гранитоидных пород Борщевочного хребта большая роль принадлежала летучим компонентам, а также процессам взаимодействия магмы с вмещающими породами. Довольно широко развитые в данном районе явления гранитизации вмещающих пород, повидимому, также обусловлены высокой концентрацией в магме и подвижностью калия и кремнезема.

В гранитах наблюдается большое разнообразие структур, преобладание микроклина над плагиоклазом и даже замещение последнего микроклином. Вмещающие породы (амфиболиты) преобразуются в порфиробластические гранитоидные породы; в них также наблюдается замещение плагиоклаза микроклином.

Говоря о процессах гранитизации, мы имеем в виду метасоматическое (без перехода в расплавленное состояние) преобразование вмещающих пород в гранитоидные породы под воздействием интрузии борщевочных гранитов. Имеются основания предполагать, что процессы гранитизации в данном районе предшествовали образованию пегматитовых даек.

ЛИТЕРАТУРА

- Дембо Т. М. Молодые гипабиссальные граниты р. Унды в Восточном Забайкалье. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 1.
- Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951.
- Маслов В. П. и Зиновкин А. Д. Геологический очерк бассейна р. Дави и восточного склона Борщевочного хребта. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Мелиоранский В. А. О возрасте молодых гранитов северо-восточной части Нерчинского округа. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, т. 51, вып. 75.
- Обручев В. А., Герасимов А. П. и Гедройц А. Э. Работа Восточно-Сибирской горной партии в 1898 г. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сибирской ж. д., 1899, вып. 19.
- Сokolov Д. С. Основные черты геологического строения восточного Забайкалья. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., 1940, вып. 5—6.
-

И. А. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ

ХИМИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД ЗАБАЙКАЛЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Забайкалье представляет собою территорию площадью более 600 000 км², ограниченную озером Байкал, долиной Верхней Ангары, Северо-Муйским хребтом, р. Витимом, водоразделом притоков Шилки и Олекмы, р. Амазаром, верхней частью Амура, р. Аргунью, равнинной полосой к югу от р. Онона, р. Чикоем, долиной р. Джиды и водоразделом рек Иркут и верховьев Джиды. Протяжение границ территории около 4400 км, наибольшая длина в направлении СВВ — 1344 км, ССВ — 970 км.

Для Забайкалья характерно преобладание изверженных пород и среди них пород гранитного состава, главным образом интрузивных. Линия, идущая через Улан-Удэ в направлении примерно СВ 75°, разделяет Забайкалье на северо-западную часть с преобладанием гранитных интрузий каледонского и более древнего возраста и метаморфических пород до архейских включительно, и на юго-восточную с преобладанием варисских гранитов, варисских осадочных пород на западе и мезозойских пород на востоке. Полоса метаморфических пород Яблонового и Малханского хребтов разделяет юго-восточную часть на большую восточную и меньшую западную.

Большая часть известных в литературе химических анализов приходится на изверженные породы (339 анализов), значительно меньше анализов метаморфических пород (43 анализа). Осадочные породы химически охарактеризованы весьма недостаточно; кроме немногих анализов глин, сланцев и песчаников (18 анализов), имеются анализы, главным образом технические, карбонатных пород — известняков и доломитов. Недостаточное количество анализов позволяет обосновать примерную химическую характеристику только для изверженных пород; химическая характеристика метаморфических пород может быть дана только в общем виде; данные по химизму осадочных пород настолько отрывочны, что какие-либо обобщения затруднительны. Поэтому настоящий обзор химизма горных пород Забайкалья относится главным образом к изверженным породам.

ХИМИЗМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Забайкалье найдены изверженные породы весьма разнообразного состава — от ультракислых до ультраосновных, всего около 97 родов пород. Для удобства обозрения и ввиду недостаточного числа анализов для каждого рода изверженных пород все изверженные породы Забайкалья

разделены на восемь групп: граниты, сиениты, лампрофиры, диориты, габбро, ультраосновные, кварцевые порфиры, трахиты — базальты. Табл. 1 показывает, какие роды пород и сколько их входят в каждую группу и какое количество анализов имеется для всей группы.

Таблица 1

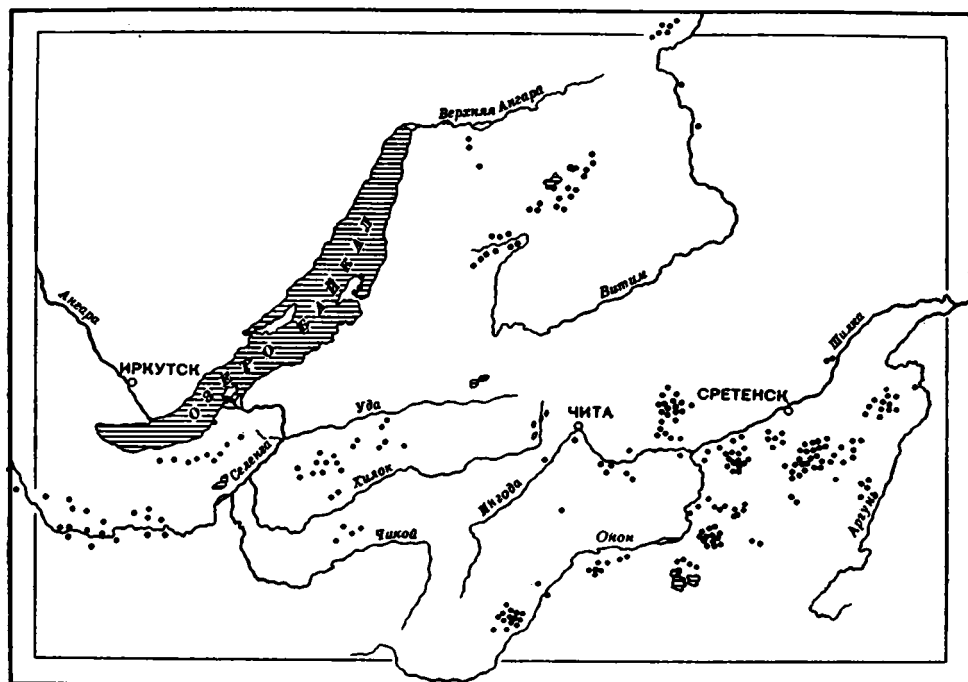
Разделение на группы изверженных пород Забайкалья

Группы	Число родов в группе	Породы	Число химических анализов
Граниты	16	Граниты, порфировые граниты, гранит-порфиры, гнейсограниты, гранитогнейсы, щелочные граниты, граносиениты, гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты, гранит-аплиты, аплиты, аплитовидные порфиры, аляскиты, пегматиты, грорудиты	155
Сиениты	17	Сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, тингуаиты, тешениты, уртиты, фойяниты, нордмаркиты, сиенит-диориты, монзониты, кварцевые монзониты, акериты, святоноситы, бостониты, альбититы	32
Лампрофиры	9	Мишкетты, керсантиты, вогезиты, одиниты, спессартиты, камптониты, альнеиты, мончикиты, мальхиты	13
Диориты	8	Диориты, кварцевые диориты, диориты гранитизированные, микродиориты, диорит-порфиры, банатиты, тоналиты	19
Габбро	8	Габбро, габбро-диабазы, нориты, габбро-нориты, габбро-диориты, микрогаббро, тералиты, шонкиниты	15
Ультраосновные	8	Пироксениты, перидотиты, дуниты, серпентиниты, лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, пикриты	10
Кварцевые порфиры	12	Кварцевые порфиры, липариты, риолиты, фельзиты, аляскитовидные порфиры, кварцевые кератофиры, кварцевые порфировые туфы, туфы пепловые кварцевых порфиров, обсидианы, плагиопорфиры, альбитофиры	30
Трахиты — базальты	19	Дациты, трахиты, трахидолериты, плагиопорфириты, ортофиры, фонолиты, андезиты, порфириты, порфиритовые лавы, порфиритовые туфы, порфиритовые туфобрекчии, диорит-порфириты, эссенситовые порфириты, диабазовые порфириты, диабазы, траппы, андезит-базальты, базальты, мелафиры	65
Всего родов пород	97	Всего анализов	339

В конце статьи (табл. 7) приведены химические анализы пород, упоминаемых в тексте и на фигурах.

До некоторой степени достаточно охарактеризованы химически породы группы гранитов и группы трахиты — базальты. Но и здесь отдельные роды имеют нередко по 1—2 анализа. Это особенно можно сказать про

группу трахиты — базальты, где в среднем на каждый род пород приходится менее 3,5 анализов. Объединение в одну группу таких пород, как дациты и базальты, объясняется тем, что эти эффузивы связаны между собою переходами (см. Левинсон-Лессинг, 1925, 1933). Из-за недостаточного количества анализов и сходства в химическом составе группы лампрофиров, диоритов и габбро объединены в одну группу, хотя при большом количестве анализов следовало бы выделить отдельно группу лампрофиров. В каждой группе имеются роды пород, не имеющие химических анализов.



Фиг. 1. Распределение анализированных пород на территории Забайкалья. Точки — места взятия образцов анализированных пород.

Анализируемые изверженные породы распределены на территории Забайкалья очень неравномерно, как видно из карты Забайкалья (фиг. 1). Большая часть анализов приходится на Восточное Забайкалье, южнее Шилки; довольно много анализов из района Джиды, Западное Забайкалье. В остальных частях Забайкалья имеются большие площади, изверженные породы которых не анализированы.

На группу гранитов приходится больше всего анализов — 155 (табл. 1); отчасти это соответствует степени распространенности пород этой группы. Все же число анализов гранитов не совсем отвечает обширности площади их распространения, особенно на севере. Породы основных типов анализированы недостаточно. Нет анализов базальтов вулканов Витима, ультраосновных пород. Все же можно предположить, что данные по химизму изверженных пород Забайкалья до некоторой степени отражают общий химический состав земной коры этой территории.

Прежде чем приступить к изучению химического состава изверженных пород Забайкалья, необходимо установить, какими методами это изучение будет производиться.

Методы изучения химизма изверженных пород. Химический состав изверженных пород зависит от многих причин. Назовем из них следующие.

1. Распределение элементов в пределах данного участка земной коры, являющееся следствием догеологических процессов.

2. Дифференциации разного рода в расплавленных массах.

3. Ассимиляция расплавленными массами уже образовавшихся пород.

4. Гранитизация уже образовавшихся осадочных пород.

5. Перераспределение химических элементов вследствие процессов переноса и отложения дезинтегрированных пород.

6. Химические изменения гипергенного характера уже образовавшихся пород.

Результатом химического анализа изверженных пород являются процентные числа, выражающие количественные весовые соотношения химических частей породы, обычно окислов. Эти соотношения определяются вышеуказанными факторами. Влияние этих факторов на химический состав пород пока еще не может быть выражено определенными числами. При многочисленности и многообразии факторов зависимость от них химических составов пород оказывается такой сложной, что эти составы можно отнести к категории случайных и для выяснения их закономерностей следует прибегать к статистическим методам. На основании этих закономерностей можно классифицировать изверженные породы с химической стороны.

Всякая классификация имеет целью:

1) разделение классифицируемых предметов на группы с выяснением их соподчиненности;

2) отнесение отдельных предметов в определенную классификационную группу.

Для классификации предметов необходимо выделить признаки деления. Эти признаки деления в данной группе предметов должны обладать изменчивостью, чтобы можно было делить по ним предметы на группы. Чем изменчивее признак деления, тем больше можно выделить по нему групп. При числовом выражении признака деления степень его изменчивости может быть выражена амплитудой колебания выражающих его величин. Если данные предметы обладают несколькими признаками деления, могущими быть выраженными количественно, то большей изменчивостью будет, в общем, обладать признак деления с наибольшей амплитудой изменения его числового значения.

При химической классификации пород признаками деления могут служить весовые проценты главных окислов, входящих в состав пород: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O ; K_2O .

Наибольшей количественной изменчивостью (табл. 2) обладает SiO_2 : ее в породах бывает от 28 до 86 %, т. е. амплитуда колебаний содержания SiO_2 выражается в 59 %. Для других окислов амплитуда колебаний их процентов может быть выражена максимальным содержанием их в породе, так как минимальный процент для всех их равен нулю. Чем больше может содержаться окисла в породе, тем больше может быть градаций процентов окислов, а следовательно, и групп, выделенных по нему. Поэтому щелочи не могут служить признаками для разделения пород на много групп.

Изменение признака деления может быть непрерывным, что имеет место в случае изоморфных смесей и твердых растворов. Изменение содержания натрия в плагиоклазе идет непрерывно от альбита до анортита, и поэтому граница между плагиоклазами разных номеров будет условной, если принимать во внимание только один признак — химический состав плагиоклаза. Точнее, изменение состава изоморфной смеси или твердого

Таблица 2

Пределы процентов в изверженных и метаморфических породах

Породы \ Окислы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Породы Забайкалья								
Граниты	(54—) 62—80	(5—) 8—19	0—8	0—6	0—4	0—6	0—8	0—9
Сyenиты	49—65	12—14 (—23)	0—8	0—8	0—9	0—7	2—6	0—8
Лампрофиты	46—61	13—20	0—9	1—10	1—11	2—9	2—4	0—4
Диориты	46—63	13—20	0—6	1—9	1—10	2—9(—15)	0—4	0—3 (—7)
Габбро	45—59	(—7) 16—18	0—5	4—8	4—8	5—14(—19)	0—4	0—3
Ультраосновные	31—53	0—13 (—21)	0—7	1—6 (—11)	(3—) 13—39	0—22	0—1	0—1
Кварцевые порфиры	63—77 (—84)	7—18	0—4	0—4	0—2	0—5	0—6	0—7
Трахиты—базальты	40—66	10—20 (—25)	0—8	0—10	0—11	1—11	1—5	0—4
Все породы Забайкалья	31—80 (—84)	0—20 (—25)	0—9	0—10(—11)	0—13(—39)	0—22	0—8	0—9
Все породы СССР	28—86	0—33	0—29	0—25	0—49	0—27	0—15	0—14
Метаморфические породы Забайкалья	46—79	(0—) 4—23 (—35)	0—9 (—14)	0—9 (—16)	0—9(—25)	0—12	0—5	0—4 (—6)

Примечание. В скобках поставлены редко встречающиеся пределы процентов.

раствора идет скачками, амплитуда которых может быть одинаковой и определяется величиной группы, все в больших и больших количествах входящей в состав изоморфной смеси или твердого раствора. Эта группа представляет как бы «квант» вещества, аналогичный кванту энергии. Химический состав плагиоклаза, его номер, зависит от условий образования плагиоклаза. Если эти условия будут меняться так же постепенно, как и номер плагиоклаза, то не будет переходных форм, встречающихся значительно реже, чем формы «основные» или «главные», и разделение на группы плагиоклазов по их номерам будет условным. Кривая, изображающая соотношения между встречаемостью номера плагиоклаза и содержанием CaO или Na_2O , будет плавной. Если не будет непрерывности изменения условий образования плагиоклазов, то на кривой получатся максимумы и минимумы; последние будут соответствовать образованию номеров плагиоклазов при неустойчивости или большей редкости тех условий, при которых эти номера могут образоваться. Эти номера будут переходными формами.

То же самое наблюдается в отношении химизма изверженных пород. Кривая встречаемости процентов окисла будет плавной, если условия образования этого окисла будут меняться постепенно. В противном случае на кривой получатся максимумы и минимумы; минимумы будут обозначать переходные формы, вследствие своей неустойчивости встречающиеся реже, чем формы, соответствующие максимумам, — формы главные. Минимумы на кривой будут границами между родами пород, характеризующимися величиной процентов данного окисла.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг воспользовался таким методом разделения пород в группах дациты — андезиты (1924, стр. 723—724), базальты — андезиты (1925, стр. 411—412), трахиты (1933, стр. 101—110), построив кривую по коэффициенту кислотности и встречаемости его значений. У. А. Ричардсон и Дж. Снисби разделили породы, анализы которых были собраны Вашингтоном, на кислые и основные по кривой встречаемости процентов SiO_2 (Richardson, 1921, стр. 130—136; Richardson a. Sneesby, 1922, стр. 303—313) и дали вариационные кривые для всех главных окислов изверженных пород. Ричардсон указал, что кроме среднего арифметического процента окисла в группе пород можно указывать еще его «обычное» (mode) содержание, обозначающее наиболее часто встречающийся процент этого окисла (соответствующее наиболее устойчивым формам). Для кислых пород обычно содержание SiO_2 получилось равным 73%, для основных — 52,5%. Соответственные обычные содержания были получены и для других окислов (табл. 3).

Надо заметить, что П. Ниггли, произведя примерно такую же работу по анализам из сборника Вашингтона (Niggli, 1923, стр. 222), получил несколько другие вариационные кривые окислов для изверженных пород. Для SiO_2 у него получилась плавная кривая. Но он брал проценты SiO_2 через 10 единиц, а не через одну, как делал Ричардсон. В 1924 г. мною были получены независимо от указанных выше авторов, вариационные кривые для главных типов изверженных пород по анализам из сборника Вашингтона, причем получились максимумы и минимумы для SiO_2 , подобно тому, как у Ричардсона (Преображенский, 1925, стр. 50—53). Подсчет производился через 1% (0—1, 1—2 и т. д.).

Для изучения химизма изверженных пород Забайкалья я воспользовался методами, примененными Ричардсоном и Снисби в 1921—1922 гг. и мною в 1924 г.

Для сравнения были подсчитаны встречаемости главных окислов в изверженных породах СССР по сборникам З. Н. Немовой (1930) и Э. Струве (1940) и по списку анализов для Забайкалья, составленному мною в 1951 г. Всего было подсчитано 3440 анализов.

Таблица 3

Обычные проценты окислов в изверженных горных породах, соответствующие отдельным максимумам на кривых фиг. 2 и 3

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Все изверженные породы по анализам Вашингтона (по Ричардсону и Снисби, 1917); основные/кислые	52,5/73,0	16,0/14,0	1,5/1,5	1,5/1,5	0,5/0,5	7,5/0,5	7,5/0,5	3,5/3,0
Все изверженные породы СССР (по Немовой, 1930; Струве, 1940; Преображенскому, 1951)	39,5; 48,5; 53,5; 60,5; 65,5; 72,5	1,5; 15,5; 28,5	0,5; 17,5	0,5; 5,0	0,5; 40,5; 36,0	0,5; 10,5; 14,5	0,5; 3,5	0,5; 4,5
Породы Забайкалья (Преображенский, 1951) Все породы	47,5; 49,5; 52,0; 56,5; 59,5; 65,5; 68,5; 70,5; 73,5	15,0	0,5	0,5	0,5; 4,5; 7,5	0,5; 4,5; 6,5	3,5	3,5
Граниты	68,5; 71,0; 73,5; 75,5	15,0	0,5	1,0	0,5	0,5	3,5	4,5
Сиениты	53,5; 58,5; 63,5	15,5; 18,5	1,5; 8,5	0,5; 3,5	0,5; 2,5	2,5; 5,0	3,5; 5,5	3,5; 5,5
Лампрофиры, диориты, габбро	47,5; 49,5; 51,5; 59,5	13,5; 16,5; 18,5	1,5; 3,5; 5,5	2,5; 5,0	2,5; 4,5; 7,5	4,5; 7,5; 9,5	2,5	2,5
Кварцевые порфиры	67,5; 74,5	11,5; 14,0	0,5; 2,5	0,5	0,5	0,5	0,5; 3,5	0,5; 4,5
Трахиты—андезиты — базальты	47,5; 49,5; 52,5; 58,5; 61,5	14,5	1,5; 3,5; 7,5	3,5; 5,5	2,5; 4,5; 7,5	2,5; 4,5; 6,5	3,5	2,5

П о с т р о е н и е в а р и а ц и о н н ы х к р и в ы х. При построении вариационных кривых по абсциссе откладывался процент окисла, по ординате — встречаемость окисла в данной группе пород (число случаев данного процента окисла). Перечислений встречаемостей на проценты не производилось, так как для вариационных кривых важна их конфигурация — относительная величина максимумов и минимумов и их число на кривой. Поэтому можно сравнивать между собою кривые, вычерченные в различных масштабах, что и пришлось делать, так как иначе чертежи получились бы слишком громоздкими.

О б щ и й х а р а к т е р в а р и а ц и о н н ы х к р и в ы х. Полученные вариационные кривые можно разделить на кривые зубчатые, симметричные (двусторонние) и асимметричные (односторонние) и затем — по числу имеющихся в них минимумов и максимумов, выражающему степень изменчивости окисла в данной группе пород. Наибольшее число минимумов и максимумов получается для SiO_2 — до 12 для пород СССР. Кривая получается зубчатой. Это дает возможность выделить несколько групп пород по содержанию SiO_2 . Для Al_2O_3 кривые симметричные, но на их сторонах иногда наблюдаются дополнительные максимумы. Для Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO характерны асимметричные кривые с максимумами для 0—1 %, нередко с дополнительными максимумами на их нисходящей части; реже получаются симметричные кривые. Для щелочей характерны кривые с двумя максимумами — меньшим, 0—1 %, и большим, до 5—6 %.

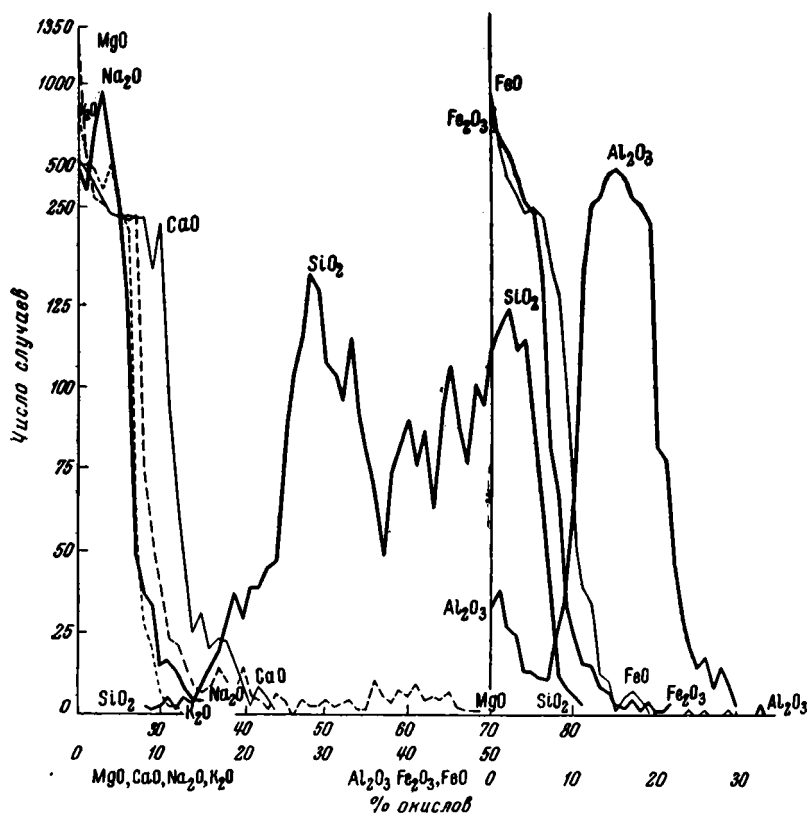
О б ы ч н ы е п р о ц е н т ы о к и с л о в, с р е д н и е о б ы ч н ы е и с р е д н и е а р и ф м е т и ч е с к и е. Обычными считаются те проценты данного окисла, которые встречаются чаще, чем другие. На вариационной кривой эти проценты находятся на вершинах зубцов кривой. Этих зубцов на одной и той же кривой может быть несколько; поэтому и обычных процентов для данного окисла может быть несколько; например, для всех пород Забайкалья — девять. Это видно из табл. 3. В ней указаны обычные проценты главных окислов пород (отдельно для основных и для кислых) по анализам из сборника Вашингтона, по анализам пород СССР и пород Забайкалья. Кривые для пород СССР показаны на фиг. 2. Кривая для SiO_2 резко разделяется на две части (соответствующие основным и кислым породам Ричардсона) с минимумами встречаемости 57 % и с главными максимумами 48 и 72 %. Кроме этих максимумов, на кривой имеются второстепенные, указанные в табл. 2. По Ричардсону и Снисби, обычные проценты для SiO_2 — 52,5 и 73,0. По средним же арифметическим процентам (табл. 4), процент SiO_2 для пород СССР достигает 59,29 — выше, чем для пород по анализам из сборника Вашингтона (59,09 %), но различие такое малое, что можно считать средние проценты для SiO_2 и в том и другом случае одинаковыми. Проценты других окислов также достаточно близки между собой.

Для пород СССР и Забайкалья вычислены средние обычные проценты (табл. 4).

Для этого числа случаев обычных процентов (табл. 3) умножались на проценты; сумма этих произведений делилась на сумму чисел случаев. Таким образом, для получения средних обычных процентов брались лишь такие их значения, которые приходились на пики кривых, т. е. встречались чаще, чем смежные с ними проценты. Средние арифметические и обычные проценты не пересчитаны на 100, что затрудняет их сравнение; но для пересчета пришлось бы для арифметических средних подсчитать среднюю недостачу до 100, имеющую постоянно место из-за того, что подсчитывались только главные окислы. Средние же обычные проценты нельзя приводить к 100 потому, что они не представляют средние проценты окислов.

Оказалось, что для большей части пород СССР и в отдельности Забайкалья среднее обычное содержание SiO_2 меньше, чем арифметическое среднее. То же оказалось для отдельных групп пород Забайкалья за исключением гранитов. Это можно было ожидать, так как обычной породой Забайкалья является гранит.

Следствием преобладания гранитов в Забайкалье является большая величина среднего обычного и арифметического процентов SiO_2 для всех



Фиг. 2. Вариационные кривые для окислов изверженных пород СССР.

пород Забайкалья по сравнению с породами СССР и меньшая для Забайкалья процентов полуторных окислов и MgO . Арифметический и обычный проценты CaO меньше для Забайкалья, что, возможно, является следствием довольно значительного количества основных пород для СССР.

Средние обычные проценты для изверженных пород Забайкалья вообще меньше, чем средние арифметические. Это зависит от того, что вариационные кривые не бывают вполне симметричными и обычно их правые нисходящие ветви больше заходят в области больших процентов, чем левые ветви в область меньших процентов. Особенно уменьшается обычный процент при асимметричных кривых, когда максимум числа случаев приходится на содержание 0—1 %. Например, для всех пород СССР наибольшее число их (1276 анализов из 3440) содержит MgO — 0—1 %, в среднем 0,6 %; вероятность встречаемости пород с таким процентом MgO равна $1276 \times 100 : 3440 = 37,1$ %. Но на нисходящей ветви находится 2164 анализа пород с содержанием MgO от 1 до 49 %; количество MgO в них повышает средний арифметический процент MgO до 4,17.

Средние арифметические и обычные проценты окислов в изверженных и метаморфических породах

Породы		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Число анализов
Все изверженные породы по анализам Вашингтона (по Ричардсону и Снисби, 1917)		59,09	15,35	3,08	3,89	3,49	5,08	3,84	3,13	96,95	5179
Все изверженные породы СССР (по Немовой, 1930; Струве, 1940; Преображенскому, 1951)	арифм.	59,29	15,36	3,11	3,51	4,47	5,33	3,42	2,87	97,06	3440
	обычн.	58,6	14,7	0,6	1,5	0,6	3,2	2,5	2,2	83,9	
Породы Забайкалья (Преображенский, 1951)	Все породы изверженные	арифм. 65,2 обычн. 61,9	15,1 15,5	2,5 0,5	2,8 0,5	3,1 0,7	4,0 2,9	3,3 3,5	3,5 3,5	99,5 89,0	339
	Граниты	арифм. 70,3 обычн. 72,4	14,4 14,5	1,3 0,5	1,4 1,5	1,7 0,5	1,8 0,5	3,6 3,5	4,0 4,5	98,5 97,9	155
	Спелиты	арифм. 59,6 обычн. 58,0	17,4 16,3	3,4 1,6	3,1 2,1	2,5 1,3	4,0 4,2	4,3 4,5	4,3 4,5	98,6 92,5	32
	Лампрофиры	арифм. 53,2 обычн. 53,5	16,7 16,5	3,2 3,0	5,6 6,9	5,6 5,2	6,3 5,3	3,0 2,5	2,6 3,0	96,2 95,9	113
	Диориты	арифм. 55,4 обычн. 55,3	16,6 17,3	3,5 3,0	4,6 3,6	4,2 5,2	6,8 6,0	2,9 3,5	2,5 2,5	96,5 96,4	23
	Габбро	арифм. 48,9 обычн. 47,5	16,1 16,5	2,5 2,1	5,6 5,5	7,1 7,5	11,3 9,5	2,4 2,1	1,3 1,1	95,2 91,8	11
	Ультраосновные	арифм. 41,7 обычн. 31,5	9,2 9,0	3,8 3,0	4,2 3,5	24,5 38,0	7,6 0,5	0,4 0,5	0,4 0,5	91,8 86,5	10
	Кварцевые порфиры	арифм. 73,1 обычн. 72,2	13,3 14,1	1,4 1,3	1,0 0,5	0,8 0,5	1,9 0,5	3,5 2,1	5,2 2,8	100,2 94,0	30
	Трахиты—базальты	арифм. 51,9 обычн. 51,6	15,9 14,5	5,2 4,2	4,5 4,5	5,0 4,7	6,8 6,5	3,1 3,5	2,3 2,7	94,7 92,6	66
	Метаморфические	арифм. 62,29 обычн. 57,4	15,22 12,4	2,25 0,5	5,52 4,0	3,19 1,5	3,88 3,4	2,89 1,8	2,05 0,5	97,29 81,5	43

Вариационные кривые для изверженных пород СССР и Забайкалья. В табл. 5 сравниваются вариационные кривые, арифметические и обычные проценты окислов пород СССР (фиг. 2) и всех пород Забайкалья (фиг. 3).

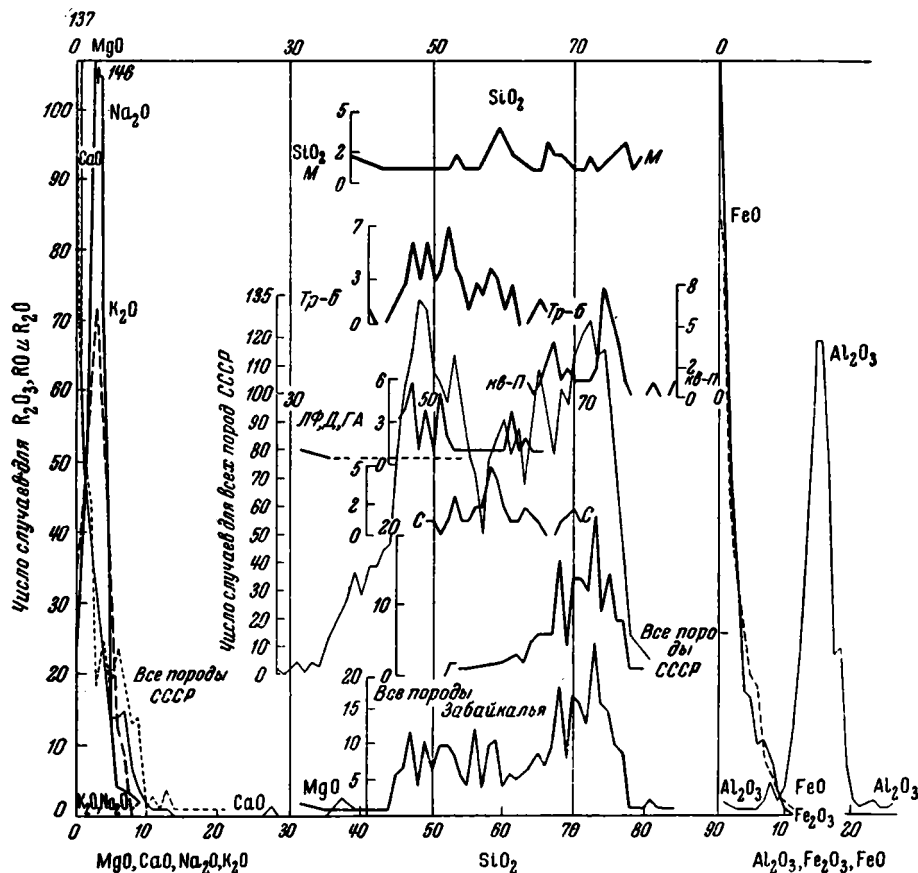
Вариационные кривые для групп изверженных пород Забайкалья. Вариационные кривые SiO₂ для всех изверженных пород Забайкалья нанесены на фиг. 3. Вариационная кривая SiO₂ гранитов представляет как бы упрощенную кривую для SiO₂ всех пород Забайкалья: те же большие максимумы для 68 и 73%, но нет пяти максимумов в левой стороне кривой, указывающих на породы более основные, чем граниты. Кривая для кварцевых порфиров занимает почти то же место, что кривая

Таблица 5

Сравнение вариационных кривых, средних арифметических и обычных процентов окислов для изверженных пород СССР и всех пород Забайкалья

Окислы	СССР		Забайкалье	
	Ср. арифмет., %	Ср. обычный, %	Ср. арифмет., %	Ср. обычный, %
SiO ₂	59,29 Зубчатая кривая Резко обособленные две группы пород с SiO ₂ больше и меньше 57,5%	58,6	65,2 Зубчатая кривая Выделяется группа с SiO ₂ больше 60,5%; породы с SiO ₂ меньше 60,5% составляют 5 групп с значительно меньшей встречаемостью, чем для кислой группы	61,9
Al ₂ O ₃	15,36 Симметричная кривая, но на левой ветви выделяется группа с Al ₂ O ₃ меньше 7%; на правой ветви группа с Al ₂ O ₃ больше 27% выделяется резко	14,7	15,1 Симметричная кривая, слева и справа слабо выраженные дополнительные группы с Al ₂ O ₃ меньше 9 и больше 21%	15,5
Fe ₂ O ₃ FeO	3,11 3,51 Односторонние кривые, без дополнительных максимумов на	0,6 1,5	2,5 2,8 исходящей ветви. Для Забайкалья снижение содержания	0,5 0,6
MgO	4,17 Односторонняя кривая, на восходящей правой ветви мелкие максимумы между 15 и 49%, указывающие на довольно большое число анализов ультраосновных пород	0,6	3,1 Односторонняя кривая; на нисходящей правой ветви пары отдельных анализов с MgO до 38%. Мало анализов ультраосновных пород	0,7
CaO	5,33 Односторонняя кривая, полого падающая вверх, образующая небольшой максимум. Внизу небольшие максимумы	3,2	4,0 Односторонняя кривая, круто падающая вверх. Внизу заметные максимумы	2,9
Na ₂ O	3,42 Два максимума вверх кривой, затем крутое падение. Намечаются две группы с 0,5 и 3,5%. Второй максимум больше	2,5	3,3 Почти симметричная кривая; постепенное увеличение от 0 до 3,5% (максимум случаев) и до 9,5%	3,5
K ₂ O	2,87 Кривая, похожая на натриевую, но второй максимум меньше. Намечаются две группы с 0,5 и 4,5%.	2,2	3,5 Кривая такая же, как натриевая	3,5

для гранитов, только максимум случаев здесь приходится на 74 % и встречаются отдельные случаи более 80 %, что указывает на большее богатство SiO_2 кварцевых порфиров по сравнению с гранитами. Кривая для сиенитов начинается с 71 %; но судя по составу пород, причисленных к группе сиенитов с $\text{SiO}_2 = 68\text{—}71\%$, эти породы с химической стороны могли бы быть названы гранодиоритами. Исключая эти породы, получим, что кривые для пород от сиенитов до ультраосновных и для группы трахиты —



Фиг. 3. Вариационные кривые для окислов всех пород Забайкалья и для SiO_2 всех пород СССР и всех групп пород Забайкалья в отдельности.

Г — граниты; С — сиениты; ЛФ, Д, ГА — лампрофиров, диоритов, габбро; ТР-Б — трахиты-базальты; кв-П — кварцевые порфиры; У — ультраосновные породы; М — метаморфические породы.

базальты начинаются влево от 66 %, а для пород гранитного состава — вправо от 66 %. Малое число анализов сиенитов затрудняет объяснение пика, получающихся на кривой для сиенитов. То же можно сказать о кривой для лампрофиров — диоритов — габбро, в которой пределы SiO_2 в группах лампрофиров и диоритов почти одинаковы и покрывают пределы для группы габбро (табл. 2).

В группе трахиты — базальты находятся породы с разнообразными и широкими пределами содержания SiO_2 . Для порфиров эти пределы 47—66 %, базальтов — 40—53 %; для других пород пределы находятся между указанными величинами (табл. 2). Весьма вероятно, что названия

пород в этой группе не совсем точны и что будет рационально разделить породы этой группы по встречаемости процентов SiO_2 , а именно:

40 — 50% — базальты, диабазы; диабазовые порфиры
50 — 55% — андезито-базальты; диоритовые порфиры
55 — 60% — андезиты, порфиры
60 — 68% — дациты, трахиты

Кривые окислов Al, Fe, Mg, Ca, Na и K для гранитов показывают постепенное изменение процентного содержания этих окислов, поэтому по этим признакам нельзя выделить отдельные роды пород. Для сиенитов кривые зубчатые, но разница между минимумами и максимумами не более двух случаев, за исключением кривой для Al_2O_3 , где эта разница равна пяти случаям. Большое содержание Al_2O_3 не увязывается с изменением процента SiO_2 и щелочей, не считая нефелинового сиенита (табл. 7, анализ 13), и зубчатость кривой для Al_2O_3 остается пока необъясненной.

На вариационных кривых окислов Al, Fe, Mg, Ca, Na и K для группы лампрофиров — диориты — габбро сказались разнообразное содержание этих окислов в породах группы и некоторая искусственность объединения групп лампрофиров, диоритов и габбро в одну, вызванного недостаточным числом анализов по отдельности для каждой группы. Сильная зубчатость даже таких кривых, как для Fe_2O_3 и FeO, в других случаях имеющих более плавный вид, указывает, что химический состав данных групп далеко не одинаков.

Вариационные кривые для кварцевых порфиров по своему характеру близки к таковым для гранитов, отличаясь от них наличием двух максимумов для Fe_2O_3 , Al_2O_3 , FeO, Na_2O и K_2O . Надо отметить, что обычные проценты Na_2O и K_2O для кварцевых порфиров значительно меньше, чем для гранитов (табл. 4), что и обуславливает появление второго максимума с содержанием щелочей — Na_2O или K_2O — 0—1%.

Из вариационных кривых для группы трахиты — базальты кривые для Al_2O_3 , FeO, Na_2O и K_2O симметричные и указывают на постепенное изменение содержания этих окислов. Кривые для Fe_2O_3 , MgO и CaO зубчатые, что указывает на значение содержания этих окислов для разделения пород группы на отдельные роды. Содержание этих окислов примерно увеличивается с уменьшением содержания SiO_2 , что более характерно для MgO и CaO и отчасти позволяет разделять породы этой группы на указанные выше разновидности, выделенные по процентам SiO_2 .

Графическое изображение химического состава изверженных пород. Для сравнения химических составов изверженных пород и для определения места одной породы среди других издавна пользуются графическим изображением химического состава пород. Диаграммы Мишель-Леви, Озанна, Бекке, Вольфа и других достаточно подробно описаны А. Н. Заварицким в его «Введении в петрохимию» (1944), где он также дает подробное описание своего метода перечисления химических анализов и построения диаграммы.

Восемь главных окислов, содержащихся в изверженных породах, представляют восемь переменных, что затрудняет построение диаграммы, так как и пространственная диаграмма не может изображать более трех переменных. С другой стороны, весовые проценты окислов менее наглядно соединяются в минеральные молекулы. Поэтому занимающиеся построением диаграмм обычно перечисляют весовые проценты на молекулярные и затем соединяют их в группы, пересчитывают их на сто и производят различные перечисления, в зависимости от воззрения автора; в результате получаются «параметры», отражающие химический состав породы. Таких параметров Мишель-Леви получил 10, Озанн — 5, Вольф — 11, Левинсон-Лессинг — 6, Заварицкий — 9 или 12. Некоторые авторы, прибегая для

построения диаграмм к пространственным фигурам, проектируют их на плоскость.

Вычисленные «параметры» не дают новых закономерностей в соотношениях между содержанием окислов в породах, вполне завися в своих величинах от наличия весовых процентов окислов. Они только более наглядно показывают, какой минеральный состав может иметь порода. Число переменных при перечислении на «параметры» иногда даже увеличивается. Вместо того, чтобы вычислить «параметры» исходя из величин весовых процентов, можно пользоваться непосредственно этими процентами, данными химическим анализом, на которых не отражаются взгляды петрохимика, вычисляющего «параметры».

Применение пространственных фигур для построения диаграмм приводит к изображению на плоскости проекций пространственных построений. В результате получается на плоскости несколько диаграмм, так или иначе связанных между собою. Диаграмма А. Н. Заварицкого, представляющая проекцию изображения состава породы в прямоугольном тетраэдре, может строиться на плоскости вне связи с построением ее в пространстве таким образом (фиг. 4).

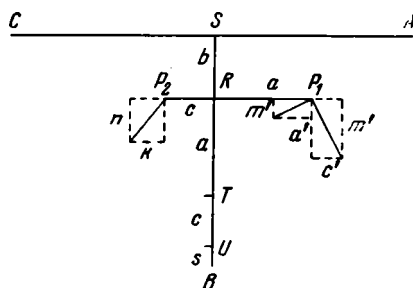
Берутся две системы прямоугольных координат с одной общей координатой и с двумя координатами, представляющими продолжение одна другой. По общей координате наносится от общего начала координат S величина b , равная SR . От точки R вправо проводится перпендикуляр к SR , RP_1 , равный «а»; влево перпендикуляр RP_2 , равный «с». Точка P_1 служит началом координат для построения «частных» диаграмм дополнительных характеристик $f': m': c'$, или $a': f': m'$, сумма которых принимается равной 100 для каждой тройки. Точка P_2 служит началом координат для второй «частной диаграммы» с аргументами n и k , сумма которых приравнена к 100. Координаты «частных диаграмм» параллельны координатам «главной».

Получаются четыре диаграммы, четыре системы координат.

Возможность применения нескольких, связанных между собою диаграмм для изображения составов изверженных пород на плоскости была указана в 1925 г. М. Н. Ивантишиным. Две пересекающиеся прямые дают четыре координатных оси, на которых можно изображать восемь независимых переменных. Четыре полученных точки можно соединить прямыми, получив таким образом два вектора. Требуется лишь расположить переменные величины по координатам в зависимости от их взаимного значения, чтобы полученные диаграммы давали возможно более наглядную картину состава породы. Например, величины, изменения которых идут примерно в одном направлении, располагать по одним общим координатам, а те, изменения которых идут в противоположных направлениях, по другим общим координатам.

Аргументами можно взять весовые проценты, данные химическим анализом. Тогда пересчетов не потребуется или почти не потребуется. Все дело в том, насколько удачно расположены аргументы, т. е. насколько понят химизм пород — отношения между отдельными окислами, входящими в состав пород.

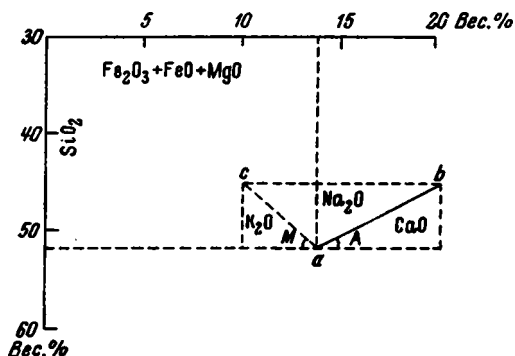
Построение диаграмм для изверженных пород Забайкалья. При построении сложной диаграммы для



Фиг. 4. Построение диаграммы А. Н. Заварицкого.

изверженных пород Забайкалья мною взяты три диаграммы с прямоугольными координатами. Весовые проценты не пересчитывались, а брались такими, какими их дал химический анализ. По горизонтальной координате (фиг. 5) наносилась сумма $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$, по вертикальной — SiO_2 . Полученная точка «а» послужила началом трех дополнительных координат, параллельных первым: общей координаты, направленной вверх, для Na_2O , горизонтальной, направленной вправо, — для CaO и горизонтальной, направленной влево — для K_2O . Точки, полученные по координатам Na_2O — CaO (b) и Na_2O — K_2O (с), соединялись прямыми с началом дополнительных координат («а»), образуя два вектора, ab и ac.

Перемещение точки «а» вниз означает увеличение содержания SiO_2 (кислотности, кварца), а вправо — увеличение содержания фемических минералов. Приближение вектора ab к горизонтальной прямой указывает на увеличение содержания плагиоклаза при расчете его по CaO и Na_2O ; длина этого вектора пропорциональна проценту плагиоклаза при расчете его по Na_2O и CaO . Приближение вектора ac к горизонтальной прямой означает увеличение процента ортоклаза, при расчете его по Na_2O и K_2O ; длина ac пропорциональна содержанию KNa -полевого шпата.



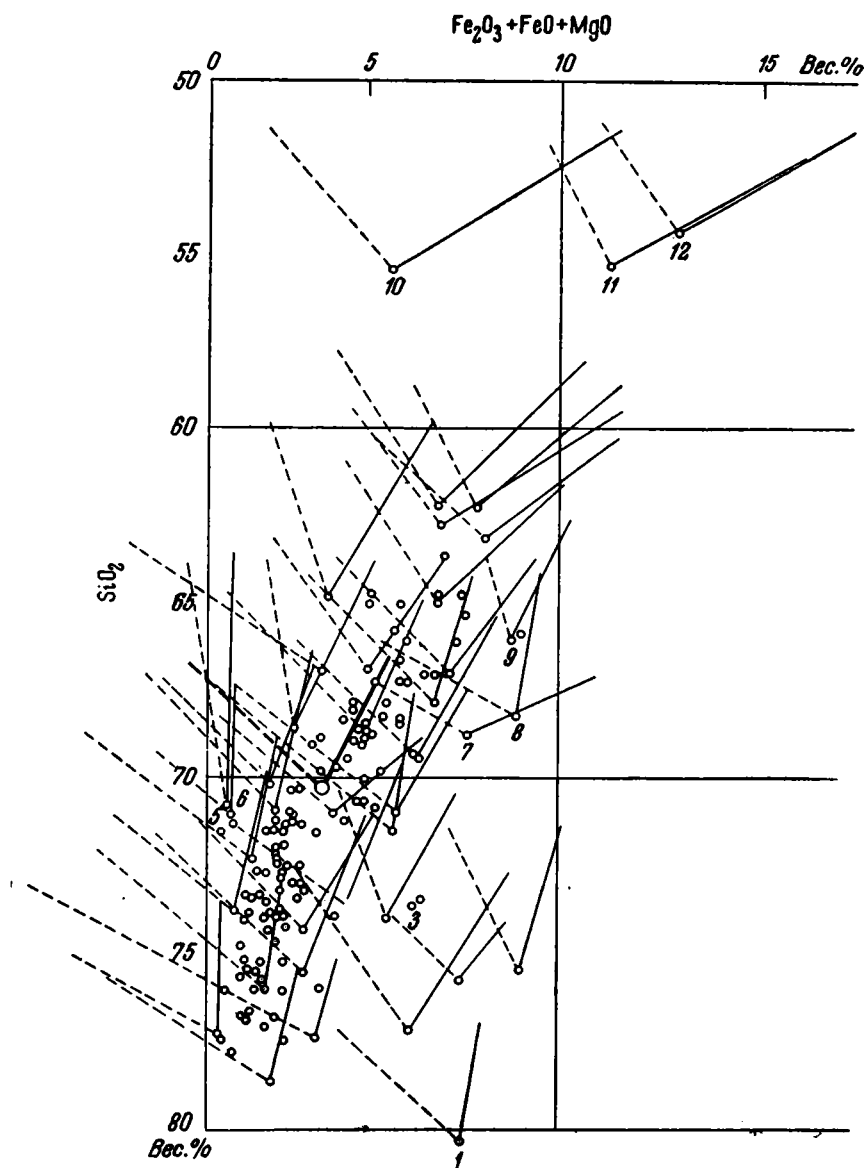
Фиг. 5. Построение сложной диаграммы для пород Забайкалья.

габбро, кварцевые порфиры — базальты. Из них здесь не приводятся диаграммы составов сиенитов и группы лампрофиры — габбро, так как число анализов этих пород недостаточно.

Диаграмма состава изверженных пород Забайкалья. Диаграмма для гранитов (фиг. 6). На диаграмму нанесены почти все имеющиеся анализы гранитов. Точки «а», определяющиеся координатами SiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$, лежат главным образом на полосе, круто поднимающейся вверх с уклоном вправо. Векторы ab диаграммы представляют почти касательные к кривой, проведенной параллельно полосе, а вектора ac — нормали к ней. Часть точек находится далеко от полосы. Среди пород, изображенных этими точками, находятся такие, как грорудиты и аплиты (табл. 7, анализы 1, 3) и граниты, повидимому, далекие от нормальных гранитов; в них слишком мало щелочей или глинозема; во всех этих гранитах при большом содержании SiO_2 слишком много фемических окислов. Другая группа пород гранитного состава выделяется близким к вертикальному положением векторов ab и ac, указывающим на избыток Na_2O по сравнению с CaO и K_2O . Это близкие к пегматитам породы (анализы 5, 6). Третья группа отличается малым содержанием SiO_2 ; это граносиенит, адамеллит и гранодиорит, возможно ошибочно отнесенные к группе гранитов (анализы 10, 11, 12).

Диаграмма для сиенитов. На диаграмме для сиенитов точки «а» расположены полосой, менее уклоняющейся вправо вверх и начинающейся выше, чем у гранитов. Вследствие малого числа анализов индивидуальные отклонения видны резко, но среди всех точек выделяется означающая нефелиновый сиенит (№ 13).

Диаграммы для группы лампрофиров — диориты — габбро. Полоса с точками «а» начинается еще выше и еще круче поднимается вверх, чем полоса сиенитов. Точки очень разбросаны:

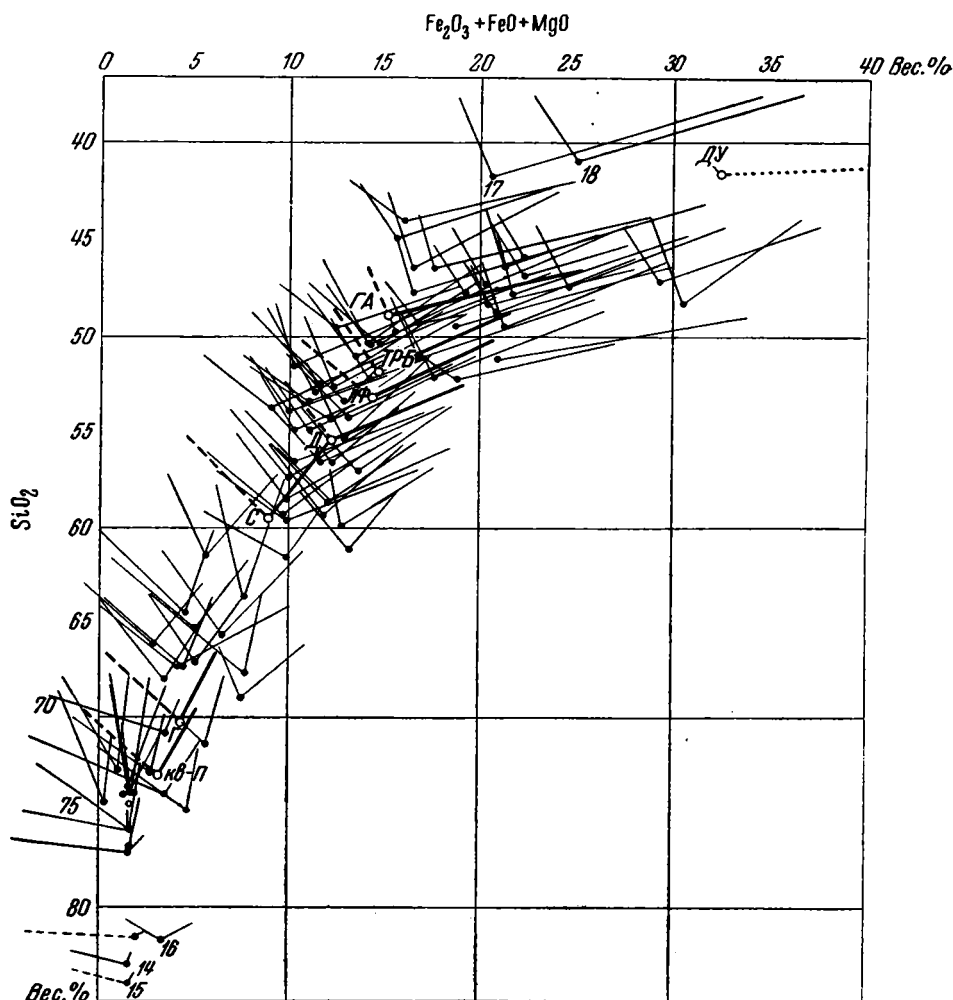


Фиг. 6. Диаграмма пород группы гранитов Забайкалья:
малые кружки — отдельные анализы, большой кружок — среднее из анализов гранитов. Числа при точках — номера анализов по табл. 7.

ри большем числе анализов следовало бы каждую группу изображать отдельно.

Диаграмма для групп кварцевые порфиры — трахиты — базальты (фиг. 7). В этой группе находятся породы разнообразного состава, отчего вариационная кривая для SiO_2 группы получилась зубчатой (фиг. 3). Но общий химический характер пород

группы изменяется постепенно и поэтому их точки «а» расположились определенной полосой, более круто поднимающейся по сравнению с полосой для гранитов, но менее круто по сравнению с полосой для сиенитов. В полосе для групп выделяются внизу кварцевые порфиры с SiO_2 больше 80 % (№ 15, 16). Между 60 и 65 % SiO_2 переход от кварцевых порфиров к более



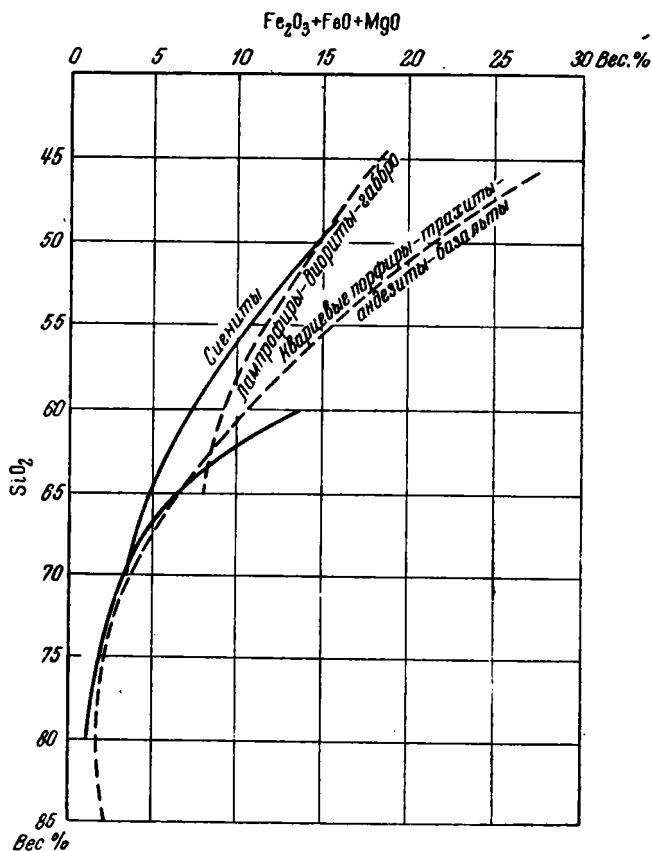
Фиг. 7. Диаграмма пород группы кварцевые порфиры — трахиты — базальты:

малые кружки — отдельные анализы; большие кружки — среднее из анализов: Г — гранитов, кв-П — кварцевых порфиров; С — сиенитов; ЛФ — лампрофиров; Д — диоритов; ГА — габбро; ТР-Б — трахитов-базальтов; ДУ — ультраосновных пород. Числа при точках — номера анализов по табл. 7.

основным породам группы выражен меньшим количеством точек. Вверху выделяются точки базальтов, богатых щелочами (№ 17 и 18), подобно тому, как выделились на диаграмме для гранитов и сиенитов пегматитовидные породы и для сиенитов — нефелиновый сиенит.

На диаграмме нанесены средние арифметические составы интрузивных пород. Они вполне укладываются в полосу для эффузивов за исключением ультраосновных пород, эффузивной фации которых не указано среди пород Забайкалья.

Аналогично диаграмме для гранитов, векторы ab расположены примерно по касательным к кривой, проведенной в полосе для точек «а», а векторы ac — примерно нормально к этой кривой. В отличие от гранитов, более основные породы группы дают более длинные векторы ab , что соответствует большей основности плагиоклазов.



Фиг. 8. Кривые отношений $\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ для гранитов, спелитов, лампрофиров—габбро, кварцевых порфиров — базальтов.

Кривые, выражающие химический состав пород на диаграммах. Точки «а», как было указано, располагаются на диаграммах различных групп в полосах, различно направленных по отношению к главным координатам диаграмм. Направление этих полос выражается кривыми, проведенными приблизительно по середине полос. Эти кривые, изображенные на фиг. 8, выражают закономерность соотношений между SiO_2 и суммой окислов $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$. Для получения кривых породы были разделены на группы, отличающиеся между собою по содержанию SiO_2 на 2—3%. Для каждой такой группы подсчитывалось среднее содержание SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$, CaO , Na_2O и K_2O . Первые две величины послужили аргументами для кривой, выражающей расположение точек «а», иначе говоря, изменение отношения $\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$.

Для характеристики наклона векторов были вычислены отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$ (тангенс угла A для вектора ab ; см. фиг. 6) и $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$

(тангенс угла M для вектора ac). Для выяснения зависимости между этими величинами и положением точки «а» были взяты отношения:

$$(1) \frac{\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})}{\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}}$$

$$(2) \frac{\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})}{\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}}$$

Угол A по мере подъема кривой (уменьшение процента SiO_2), вообще говоря, уменьшается, а угол M в том же направлении увеличивается, что соответствует близости вектора ab к касательной, а вектора ac — к нормали K кривой.

Кривые, выражающие приведенные выше отношения, были вычерчены для гранитов (фиг. 9).

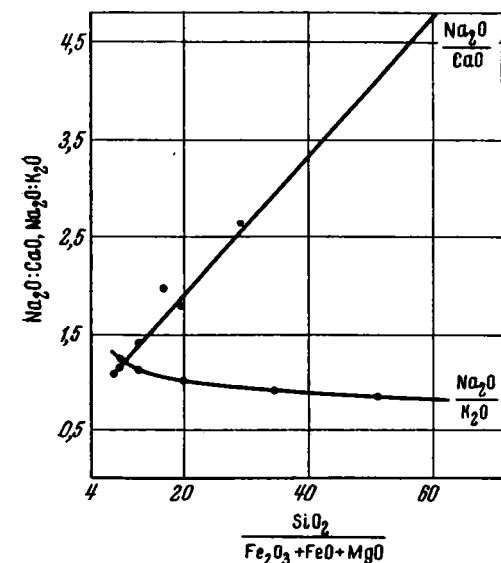
При рассмотрении кривых, изображенных на фиг. 8 и 9, получаются следующие выводы.

Все кривые (фиг. 7), поднимаясь вверх, плавно изгибаются направо, и для каждой из них оказалось возможным дать уравнения. Этот момент

служит указанием на правильность объединения пород в группы, в которых породы связаны между собою в отношении их химического состава постепенными переходами. Это особенно относится к группам кварцевые порфиры — базальты и лампрофиры — габбро.

Кривая для гранитов поднимается вверх с слабым наклоном (малое увеличение фемической части) до 70% SiO_2 . Здесь находятся точки для наиболее типичных гранитов. Выше, до 65% SiO_2 , кривая становится более наклонной — с увеличением фемической части граниты переходят в гранодиориты.

Кривая для группы кварцевые порфиры — базальты до 65% SiO_2 идет почти параллельно кривой для гранитов и



Фиг. 9. Кривые, определяющие наклон векторов для гранитов.

близко к ней. Можно сказать, что здесь мы имеем эффузивные аналоги гранитов. Более основные граниты обогащаются фемической частью, а не кальцием; поэтому верх кривой для гранитов круто загибается направо. Этот загиб меньше для кварцевых порфиров — базальтов, еще меньше для сиенитов и всего меньше для лампрофилов — габбро. Это указывает на последовательно возрастающую роль кальция в этих трех группах.

Направление вектора $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$ для гранитов с увеличением отношения $\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ изменяется почти по прямой (фиг. 9), что зависит, повидимому, от того, что увеличение кальция происходит главным образом за счет увеличения номера плагиоклазов, для которых отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$ находится в прямолинейной зависимости от SiO_2 . Отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ быстро увеличивается для более основных гранитов, где начинают преобладать плагиоклазы. В более кислых разностях гранитов оказывается несколько больше K_2O .

Зависимость химического состава изверженных пород от их возраста может выражаться двояким путем:

1) различия в химическом составе комплексов пород, образовавшихся в разное время;

2) различия в химическом составе одного и того же рода пород, образовавшихся в разное время.

Для Забайкалья характерно преобладание гранитных интрузий. Поэтому интрузивные и эффузивные циклы в Забайкалье можно параллелизовать с интрузивными циклами гранитов. Руководствуясь данными в работах Б. К. Поленова (1899) и других, можно выделить в Забайкалье 6 циклов гранитных интрузий: γ_1 докембрийский, γ_2 каледонский, γ_3 варисский, γ_4 нижнекеммерийский, γ_5 верхнекеммерийский, γ_6 послекеммерийский.

Следует заметить, что определение возраста гранитных и других интрузий в Забайкалье нередко производится по-разному различными исследователями.

Граниты образовывались в продолжение всего геологического времени — от архея (Поленов, 1989) до мела и может быть третичного времени. То же можно сказать о гранодиоритах, граносиенитах, сиенитах и диоритах. Габбро образовались не позже варисского времени.

Для ультраосновных пород указывается каледонский и варисский возраст. Возможно, что архейские амфиболиты, выделенные Б. К. Поленовым (1899), представляют метаморфизованные ультраосновные породы.

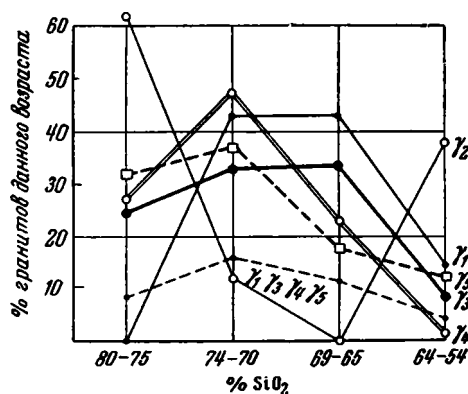
Кварцевые порфиры, судя по находимым в древних породах галькам и зернам, так же как и граниты, образовывались от архея до мела.

Основные эффузивы известны: архейские (диабазы; Поленов, 1899), каледонские, варисские, мезозойские и третичные.

Можно считать, что кислотность (содержание SiO_2) в изверженных породах Забайкалья не менялась за все время от архея до четвертичного, если считать вместе и интрузивные, и эффузивные породы. Относительно интрузивных пород можно отметить, что габбро и ультраосновные породы образовывались до кеммерийского времени. Поэтому общий состав интрузий с течением времени менялся с образованием более кислых пород.

Только для гранитов имеется достаточное число анализов, позволяющих судить об изменениях кислотности в одной и той же группе пород. Для решения этого вопроса было подсчитано число случаев гранитов с содержанием SiO_2 через 5% одного и того же возраста и выражено в процентах по отношению к числу гранитов этого возраста. Такие подсчеты были сделаны для гранитов от архейских до верхнекеммерийских. Если среди гранитов данного возраста больше встречается более кислых, чем среди гранитов другого возраста, то на ординате с большим процентом SiO_2 точка для гранитов этого возраста займет более высокое положение. Полученные данные нанесены на фиг. 10.

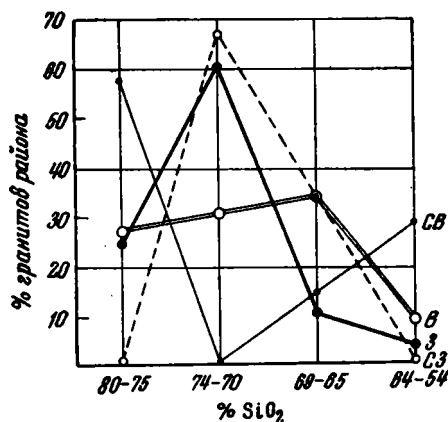
Оказалось, что каледонские граниты отличаются от всех других тем, что кривая для них направлена выпуклостью вниз, т. е. максимумы случаев приходится на самые кислые и самые основные разности, а минимумы —



Фиг. 10. Изменение содержания SiO_2 в гранитах разных возрастов:

100% — число всех гранитов данного возраста. γ_1 — граниты архейские, γ_2 — каледонские; γ_3 — варисские; γ_4 — нижнекеммерийские; γ_5 — верхнекеммерийские. Ординаты кривой для гранитов всех возрастов уменьшены в 2,5 раза.

на средние. Для остальных гранитов кривые выпуклостями направлены вверх, будучи в этом отношении сходными между собой. Такой же характер имеет кривая, общая для этих гранитов. Среди варисских и нижне- и верхнекиммерийских наиболее часты граниты средней кислотности (SiO_2 74—65 %), наиболее редки — низкой кислотности (SiO_2 64—54 %). Возможно, что такой же характер и у архейских гранитов, у которых минимум случаев приходится на самые кислые граниты. Надо заметить, что для гранитов отдельных возрастов нет достаточного количества анализов и поэтому пока еще нет оснований для более подробного определения изменений кислотности гранитов в течение геологического времени.



Фиг. 11. Изменение содержания SiO_2 в гранитах из разных частей Забайкалья:

100% — число всех анализированных гранитов в данной области; СВ, В, З, СЗ — части территории Забайкалья.

Зависимость химического состава изверженных пород от их местонахождения. Для определения зависимости химического состава изверженных пород Забайкалья от их местонахождения северо-западная часть Забайкалья была в свою очередь разделена на северо-восточную и северо-западную приблизительно по 112° в. д., а юго-восточная — на восточную и западную. Для каждой из этих четырех частей по отдельности подсчитан случай гранитов с содержанием в них SiO_2 от 54 до 80 % с градациями 5—10 %. Для каждой части вычислены проценты случаев с различными градациями процентов SiO_2 . Результаты нанесены на диаграмму фиг. 11. Оказалось, что в северо-

восточной четверти всего больше самых кислых гранитов и самых основных; в северо-западной и западной преобладают граниты с содержанием SiO_2 74—70 %, а в восточной — с содержанием SiO_2 69—65 %.

В северо-восточной четверти находится много самых основных пород гранитного состава (64—54 % SiO_2). Породы более основных групп в большем числе находятся в юго-восточной части территории и больше в ее восточной части; здесь нет таких больших полей базальтовых излияний, какие отмечены по Большому Амалату и Витиму.

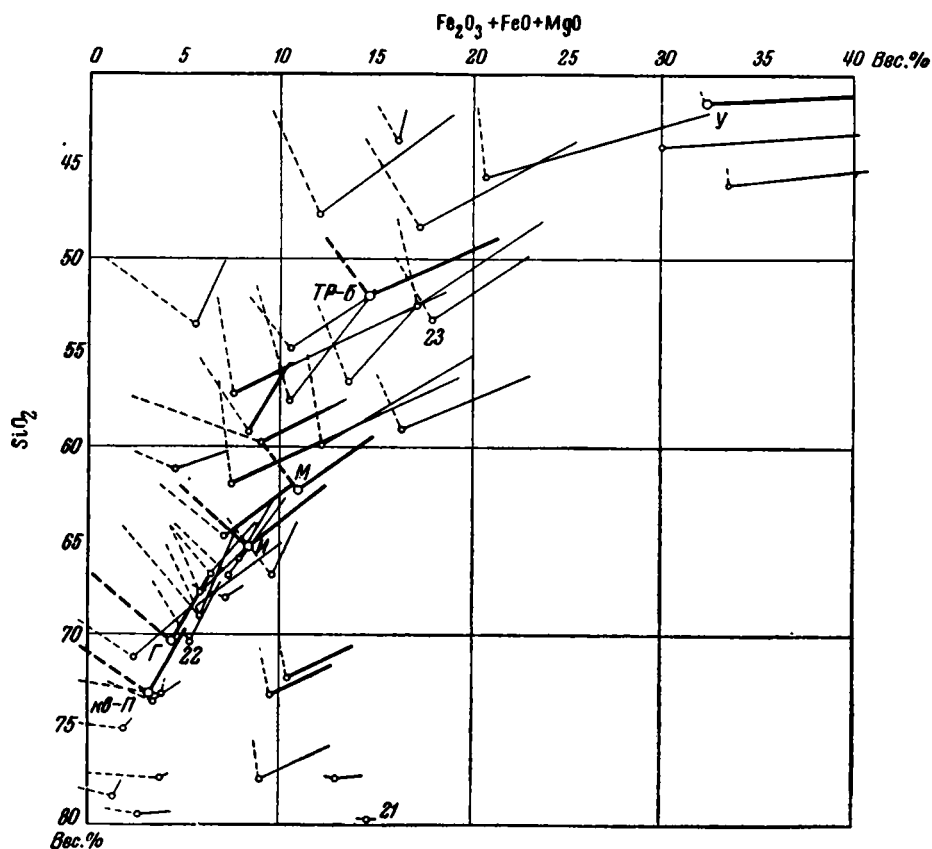
ХИМИЗМ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАБАЙКАЛЬЯ

Метаморфические породы в Забайкалье занимают значительные пространства в северо-западной части территории; в юго-восточной они вскрываются лишь полосой по Яблоновому и Мадханскому хребтам и отдельными пятнами к востоку и западу от этой полосы. Метаморфические породы Забайкалья при их разнообразии в химическом отношении изучены недостаточно, всего имеется 44 анализа. Для обозрения метаморфические породы разделены на три группы: 1) гнейсы (9 анализов); 2) грейзены (7 анализов) и 3) роговики и метаморфические сланцы (28 анализов).

Вариационные кривые, пределы процентов, средние арифметические и обычные проценты. Пределы процентов для SiO_2 у метаморфических пород значительно больше, чем у пород других групп Забайкалья (табл. 2), и поэтому вариационная кривая для SiO_2 (фиг. 3) очень длинная: она зубчатая, но амплитуды

зубцов невелики вследствие малого числа анализов. Поэтому по ним нельзя разделить метаморфические породы на отдельные роды.

Вариационные кривые для Al_2O_3 и FeO двусторонние зубчатые, для CaO и Na_2O односторонние с зубцами на нижней части кривой, для MgO и K_2O односторонние без зубцов, не считая небольшого зубца вверху у кривой MgO . Такое разнообразие кривых может указывать на разнообразное происхождение метаморфических пород. Действительно, здесь



Фиг. 12. Диаграмма метаморфических пород:

малые кружки — отдельные анализы; большие кружки — средние из анализов. Г — граниты; Кв-П — кварцевые порфиры; И — изверженные породы; ТР-Б — группы трахиты — базальты; У — ультраосновные породы; М — метаморфические породы. Числа при точках — номера анализов по табл. 7.

мы видим ортогнейсы (табл. 7, анализ 19), парагнейсы (анализ 20), роговики (анализ 21), амфиболиты (анализ 24), листвениты. Это разнообразие отчасти сказывается и на средних арифметических процентах, отличающихся от средних для всех пород Забайкалья меньшим процентом SiO_2 , большим FeO и меньшим Na_2O (табл. 4). На диаграмме метаморфических пород (фиг. 12) среднее арифметическое состава метаморфических пород представляет как бы передвинутое вверх и вправо среднее арифметическое состава всех пород Забайкалья. На этой же диаграмме точки «а» разбросаны на большой площади, а направления векторов аб и ас не соответствуют касательным (нормалам) к какой-либо кривой. Но среди них можно найти векторы, расположенные почти параллельно векторам средних арифметических составов групп изверженных пород Забайкалья — от

кварцевых порфиров до ультраосновных, например у сланца кристаллического ставролитового (анализ 22) векторы параллельны векторам гранитов; у сланца кристаллического ставролито-кордиеритово-гранатово-антофиллитового (анализ 23)—векторам трахитов базальтов. Это может указывать на близость химического состава пород, подвергшихся метаморфизму, к составу указанных групп изверженных пород. С другой стороны, направления векторов для слюдисто-кварцевого грейзена и для роговика (анализ 21) резко отличаются от направлений векторов кварцевых порфиров и гранитов, что может указывать или на их происхождение из пород, отличных от изверженных, или же на более глубокие химические изменения первоначальных пород.

ХИМИЗМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗАБАЙКАЛЬЯ

В состав осадочных пород входят продукты дезинтеграции ранее образованных пород, к которым обычно прибавляется как результат деятельности организмов, углерод в виде уголекислоты, различных органических углеродистых соединений и элементарного углерода. В отношении процессов эрозии, переноса и отложения дезинтеграторов пород Забайкалье можно считать замкнутой системой, так как при его большой поверхности и сравнительно небольшой длине границ принос на его территорию дезинтеграторов с других областей или унос их происходит в незначительной степени. Поэтому можно ожидать, что средний химический состав осадочных пород Забайкалья, после вычета уголекислоты и органических соединений, будет соответствовать среднему химическому составу изверженных пород, так как можно предполагать, что вначале в состав земной коры входили только породы пирогенного происхождения. Но химических анализов осадочных пород очень мало; притом многие из них (10 из 28) относятся к известнякам, что в среднем дает слишком большой избыток CaO и MgO , между тем как известняки и другие карбонатные породы далеко не так часты в Забайкалье. Средние значения имеющихся 18 анализов осадочных пород (без карбонатных пород), несмотря на свою малочисленность, все же дают средние проценты (не считая CaO и MgO), близкие к таким же процентам для всех изверженных пород Забайкалья (табл. 6).

Таблица 6

Средние арифметические проценты окислов в изверженных и осадочных породах Забайкалья без карбонатных пород

Окислы	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	Сумма
Породы							
Осадочные породы (по 18 анализам)	64,8	15,8	6,8	1,3	2,0	3,7	94,4
Все изверженные породы	65,2	15,1	5,3	3,1	4,0	6,8	99,5

Возможно, что недостача щелочей объясняется тем, что для них Забайкалье не представляет вполне закрытую систему, так как соединения щелочей (сульфаты и хлориды), будучи легко растворимыми, уносились из пределов Забайкалья дренировавшими его реками. Кроме того, не приняты во внимание анализы соленосных отложений и соляных озер в Забайкалье.

1. Для Забайкалья характерно преобладание изверженных пород и среди них пород типа гранитов.

2. В Забайкалье имеется около 95 родов изверженных пород; эти породы можно для их рассмотрения объединить в восемь групп: граниты, сиениты, лампрофиры, диориты, габбро, ультраосновные, кварцевые порфиры, трахиты — андезиты — базальты (табл. 1). Из них до некоторой степени достаточно охарактеризованы химически группы гранитов и трахитов — базальтов.

3. Общую характеристику химизма пород наглядно дают вариационные кривые, показывающие частоту встречаемости процентов окислов в породах. Максимумы на кривых дают «обычные» — более часто повторяющиеся проценты окислов, минимумы указывают на переходные формы.

4. Наибольшее число максимумов на вариационных кривых получается для SiO_2 , что позволяет по содержанию SiO_2 выделить несколько групп пород.

5. Вариационная кривая SiO_2 для всех пород СССР резко распадается на две части с главными максимумами 48 и 72% (фиг. 3). Средний процент SiO_2 для всех пород СССР близок к среднему мировому по анализам сборника Вашингтона. На вариационной кривой SiO_2 для Забайкалья выделяется группа с SiO_2 больше 60,5%; породы с SiO_2 меньше 60,5% составляют 5 групп с значительно меньшей встречаемостью, чем у кислой группы. Средний процент SiO_2 для пород Забайкалья выше, чем для пород СССР, из-за преобладания в Забайкалье группы гранитов.

6. Вариационная кривая SiO_2 для гранитов Забайкалья представляет как бы сокращенную кривую для всех пород Забайкалья; для кварцевых порфиров она близка к таковой для гранитов. По минимумам на кривой SiO_2 для трахитов — базальтов можно выделить 4 рода пород в этой группе. Вариационные кривые для других окислов менее характерны. Зубчатость кривых Fe_2O_3 , MgO и CaO для трахитов — базальтов указывает на значение этих окислов для разделения по ним на отдельные роды пород сложной группы.

7. Для построения диаграмм химизма изверженных пород можно пользоваться весовыми процессами окислов, которые даны химическими анализами, без перечисления их на другие величины, так как перечисления не дают новых закономерностей.

8. Для графического изображения химического состава пород можно употреблять сложные диаграммы, состоящие из нескольких диаграмм, в которых положения координатных осей связаны между собою.

9. На диаграммах для пород Забайкалья получаются для различных групп различно расположенные полосы точек, изображающих отношение $\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$; векторы, изображающие отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$, располагаются примерно по касательным к кривым, проведенным по середине полос, а векторы отношений $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ — по нормальям к этим кривым.

10. На диаграммах ясно видно особое положение пегматоидных пород в группе гранитов, нефелиновых сиенитов в группе сиенитов, нефелиновых базальтов в группе трахиты — базальты.

11. Содержание SiO_2 в изверженных породах Забайкалья не менялось за все время от архея до квартера, если считать вместе и интрузивные, и эффузивные породы. Интрузивные породы с течением времени становились более кислыми.

12. В каледонское время образовались самые кислые и самые основные разновидности гранитов, в другие геологические времена образовались

№ анализа	Порода	Г р а										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-
1	Грорудитовая горная по- рода	80,44	—	5,05	6,70	0,10	—	0,39	0,50	3,20	3,46	—
2	Аляскит	78,62	Нет	10,84	1,04	0,74	0,05	Нет	0,58	2,94	4,60	Нет
3	Грорудит	73,72	0,15	9,55	3,07	2,69	0,15	0,10	0,21	4,26	4,80	0,46
4	Гранит письменный . . .	71,26	0,03	15,08	0,24	0,36	0,03	0,19	0,40	1,85	9,68	0,05
5	Пегматит альбитизирован- ный	70,96	—	17,56	0,39	0,21	0,04	0,11	0,28	8,73	1,07	0,16
6	Аплит	70,77	—	17,96	0,31	0,28	0,12	0,10	0,26	8,07	1,82	0,03
7	Адамеллит	68,66	—	14,94	7,36	0,04	—	0,06	3,76	1,70	3,03	0,05
8	Гранит аляскитовый . . .	68,24	—	10,42	8,84	0,06	—	0,04	0,60	4,18	7,56	0,04
9	Гранодиорит	66,08	0,71	14,75	0,54	3,66	0,06	2,94	3,77	2,66	3,63	0,54
10	Граносиенит	53,42	0,28	18,67	0,19	2,85	0,09	2,34	5,70	4,12	3,60	0,03
11	Адамеллит	55,25	0,77	17,82	4,63	2,87	0,15	4,07	6,18	3,44	1,90	0,04
12	Гранодиорит	54,20	0,70	16,35	3,63	6,89	0,13	2,98	5,28	2,99	2,20	0,26
С и е												
13	Сиенит нефелимовый . . .	53,88	0,99	23,72	1,01	3,61	0,37	0,09	1,06	9,41	3,98	0,65
Г а б												
14	Габбро слюдисто-роговооб- манковое	55,71	0,83	16,63	0,61	6,30	—	5,50	9,79	1,43	1,94	—
К в а р ц е в ы е												
15	Порфир кварцевый	84,17	—	9,44	0,62	—	—	0,90	0,32	0,79	3,34	—

составы горных пород Забайкалья¹

H ₂ O	Прочее	Сумма	Аналитик	Минер. состав, структура	Возраст	Место взятия	Литература
------------------	--------	-------	----------	-----------------------------	---------	--------------	------------

н и т ы

—	0,53	100,27	Дьяконов	кв, ор, аб, эг, ав	J	Пр. бер. пади Дмитровка, юго-вост. часть Дмитровского м-ния	Карпин- ский, 1903	
0,61 1,09	— 0,04	100,02 100,29	К. Сокова	эг, шел. аф, к-пш, кв, ап, рм	Уз 2-й этап		Балей Краевые зоны щелочных гранатов	Из анализов Инст. геол. наук АН СССР
0,42	—	99,59						
0,23	0,04	99,78	Е. А. Све- ржин- ская		Уз	Адун-Чолон	Из анализов ЦНИГРИ, 1936	
0,36	—	100,08	Н. Ле- венфиш		У4	Завитинское м-ние	То же	
—	—	99,60	С. Дани	ор, кв, би, мг		Цаган-Хуртей, массив	Обручев, 1914	
—	—	99,98	То же	кв, ор, мрпр, мало пл, еще меньше би и мг		Хр. Худунский, р. Илька, массив Куралга	То же	
0,65	—	99,99	Егорова		Уз		Заварицкий, 1937	
6,53	—	99,82	Хим. лаб. ЦНИГРИ		Уз	Хаверга	Заварицкий, 1937	
2,40	—	99,52	Жуков- ский	мрпр, кв, би, ро	После Ст	Сев. Муйский хр., р. Витим	Струве, 1940 № 583	
3,92	—	99,71	Е. А. Све- ржин- ская	Такситовая	Уз	Балейское м-ние	Струве, 1940	

н и т ы

—	0,76	99,53	То же	пл, ми, би, не, канкринит, пр, рм, гинидиморфно- зернистая	У ₂ ²	Лев. бер. р. Улю- гли, близ выхода ее в долину Ципи	Струве, 1940, № 583
---	------	-------	-------	---	-----------------------------	---	------------------------

б р о

1,52	—	100,26		пл, би, ро, кв, мг, ти		Осыпь по кл. Сивак, Ципи- канский р-н	Немова, 1930
------	---	--------	--	---------------------------	--	---	-----------------

п о р ф и р ы

0,91	—	100,49	Н. Морев	вк: кв, ор, пл, би; микрогранит, осн. масса		Хр. Цаган-Хуртей, жила	Обручев, 1914
------	---	--------	----------	---	--	---------------------------	------------------

№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O [*]
16	Порфир кварцевый . . .	81,85	—	7,71	1,61	—	—	1,72	1,82	1,01	1,09	—
Б а												
17	Базальт нефелиновый . .	41,82	—	15,32	7,01	6,26	—	7,29	13,86	4,15	1,84	1,08
18	Базальт полевошпатовый	40,96	—	13,34	6,18	9,11	—	9,81	11,65	3,44	2,29	1,35
М е т а м о р ф и ч е с к и е												
19	Ортогнейс биотитовый . .	68,90	0,31	13,91	2,06	4,41	—	1,28	2,21	4,81	3,92	—
20	Парагнейс биотитовый . .	64,68	0,47	18,16	2,22	3,36	—	1,72	3,31	2,61	3,30	—
21	Роговик	79,68	0,24	4,64	0,31	7,60	0,33	6,57	0,30	—	0,33	—
22	Сланец кристаллический ставролитовый	70,31	0,45	15,81	1,31	2,50	—	1,56	1,57	3,17	1,94	—
23	Сланец кристаллический, ставролит-кордиерито- гранатово-антофиллитовый	53,26	1,40	18,92	1,11	16,20	0,30	0,62	4,10	2,62	1,81	—
24	Амфиболит гранатовый . .	46,19	2,03	8,91	11,41	12,68	0,45	9,54	7,42	0,76	Сл.	0,09

* Сокращенные обозначения: аб — альбит; ап — авгит; ап — апатит; аф — амфибол; би — биотит; мг — магнетит; ми — микроклин; мрпр — микропертит; му — мусковит; не — нефелин; ол — оливин; говая обманка; ру — рутил; см — силлиманит; ст — ставролит; тит — титанит; цо — цоизит;

для каждого времени всего меньше основных, всего больше средних и среднее количество кислых разновидностей.

13. Наиболее кислые разновидности гранитов находятся в северо-восточной части территории Забайкалья; граниты с более низкой кислотностью находятся на остальной части территории. Более кислые эффузивные породы находятся в юго-восточной части.

14. Вариационные кривые и диаграммы окислов для метаморфиче-

Таблица 7 (окончание)

H ₂ O ⁺	Прочее	Сумма	Аналитик	Минер. состав, структура	Возраст	Место взятия	Литература
0,67	—	97,48	Н. Морев	вк: дымч., кв. ор; м: ор, сферол. кв		Хр. Цаган-Дабан, рудн. жила	Обручев, 1914

з а л ь т ы

2,01	—	100,64	Н.Н.Павлов	вк: ол, ав, не; м: стекло, мг, ав, ол облуч. квар- цем; гиалопили- товая		Хр. Хамар-Дабан	Обручев, 1914
0,92	—	99,05	То же	ол, пл; гиалопи- литовая		Хр. Цаган-Дабан	То же

п о р о д ы

0,95	—	102,76	То же	кв, ор, пл, ми, би, ро, мг, ти; мелкозернистая		Лев. берег Чикоя	Обручев, 1914
1,11	—	100,94	То же	мг, ти; рм, ап, цр; мелкозернистая лепидобластиче- ская		Хр. Цаган-Хуртей	То же
—	—	100,0	Е. А. Свερжин- ская			Р. Ципи	Половинки- на, 1931
1,84	—	99,96	То же	По хим. анал. (в %): би 14, 76, пл № 17 36, 96; му 5, 60; ст 2, 41; кв 40, 27		Ципиканский р-н, р. Якша	Из анализов ЦНИГРИ, 1924
0,49	—	100,83	То же	По хим. анал. (в %): би 32, 88; ст 11, 99; гр 7, 70; кд 9, 81; антиго- рит 12, 54; ти 2, 22; кв 22, 86		Лев. берег р. Воймекана, выше устья р. Гано, прав. пр. Ципикана	Свитель- ский, Поло- винкина, 1932
0,24	0,21	99,93		ро, гр; цо, ру, ил; текст. мас- сивная, редко сланцеватая		Сев. Муйский хр., прослой в кри- сталл. известняке	Мейстер, 1932

вк — выкрапленники; гр — грават; ил — ильменит; кв — кварц; кд — кордиерит; м — основная масса; ор — ортоклаз; пл — плагиоклаз; пш — полевошпат; р — редко; рм — рудный минерал; ро — ро-
цр — циркон; эг — эгирин.

ских пород показывают, что эти породы произошли из разнообразных пород; число анализов недостаточно для выделения особых групп метаморфических пород по их происхождению.

15. Анализ осадочных пород слишком мало, чтобы делать обобщения, но все же можно сказать, что средний состав осадочных пород Забайкалья, если исключить из них карбонатные породы, соответствует среднему анализу пород изверженных.

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1944.
- Заварицкий В. А. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1937, № 2.
- Карпинский А. П. О замечательной так называемой гроссидитовой горной породе из Забайкальской обл. Изв. Росс. Акад. Наук, 19, 1903.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О пределах и подразделениях семейства андезитов. Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О разграничении базальтов и андезитов. Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 4.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Статистическая характеристика семейства трахитов. Изв. Акад. Наук СССР, 1933.
- Немова З. Н. Сборник анализов русских изверженных и метаморфических горных пород. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1930, вып. 186.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Геол. иссл. и разв. раб. по лин. Сиб. ж. д., 1914, 22, 1.
- Поленов Б. К. Массивные горные породы северной части Витимского плоскогорья. Тр. Сиб. общ. ест., 1899, 27, вып. 5.
- Половинкина Ю. И. Нефелиновый спенил в системе р. Ципи. Изв. Геол. ком., 1922, 41, № 2—5.
- Преображенский И. А. О предельном содержании окислов в изверженных породах. Отч. о сост. и деят. Геол. ком. Дальнего Востока в 1924 г. Мат. по геол. и полезн. ископ., сер. В., 1925, № 37.
- Струве Э. Сборник анализов изверженных и метаморфических пород СССР (с 1927 по 1937 гг.). М.—Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Niggli P. Anwendungen der mathematischen Statistik auf Probleme der Mineralogie und Petrologie. N. Jb., 1923, BB. 48.
- Richardson W. A. Method of constructing rock analysis diagrams on a statistical basis. Min. Mag., 1921, 19, № 92.
- Richardson W. A. a. Sneesby G. The frequency distribution of the major oxydes in analyses of igneous rocks. Min. Mag., 1922, 19, № 97.
- Washington H. C. Chemical analyses of igneous rocks. U. S. Geol. Surv. prof. pap., 1917.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	Стр. 3
Г. Д. Афанасьев. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР	7
А. П. Лебедев. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира	50
В. В. Ляхович. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками.	70
М. А. Фаворская. Роль процессов контаминации и метасоматоза в обра- зовании третичных интрузий монцонитового типа некоторых районов Дальнего Востока.	92
В. С. Коптев - Дворников. Явления гибридизации на примерах некото- рых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана	112
И. Е. Сморчков. Гранитоидные породы западной части Борщевочного хребта	156
И. А. Преображенский. Химизм горных пород Забайкалья	190

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

**Редактор издательства Г. И. Носов
Технический редактор Т. А. Землянова
Корректор В. Г. Анохин**

**РИСО АН СССР № 10—21В. Т-05946.
Издат. № 3802. Тип. заказ № 1234. Подп.
к печ. 24/VII 1953 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆.
Бум. л. 6,875. Печ. л. 18,837. Уч.-издат. 18,5
Тираж 1200**

**Цена по прейскуранту 1952 г. 13 р.
2-я тип. Издательства Академии Наук СССР.
Москва, Шубинский пер., д. 10**

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
33	19 св.	интрузии	интрузий
61	2 св.	развитые	развитие
69	12 св.	габбро-анортоситов	габбро-лабрадоритов
76	Табл. 3. гр. 4	% Hg	% Hb
120	фиг. 6	гранорита,	гранодиорита,
126	4 св.	В гибридных	8. В гибридных
137	5 св.	характеристики «в»	характеристики «b»
150	6—7 св.	сопровождалась яв- лениями: а) десиляции	сопровождалась: а) яв- лениями десиляции
152	16, 17, 20, 21 св.	В. А. Соболев	В. С. Соболев
176	11 св.	⊥ (001).	⊥ (001):
191	Табл. 1 гр. 3. 11—12 св.	фойяниты,	фойяиты,
191	Табл. 1 гр. 3. 4 св.	эссенситовые	эссекситовые
209	15. св.	1989	1899
213	21 св.	процессами	процентами