Е. А. КУЗНЕЦОВ и В. И. ЛУЧИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ СССР

ОНТИ НКТП СССР

Проф. В. И. ЛУЧИЦКИЙ и проф. Е. А. КУЗНЕЦОВ

552.(С)
Л87

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ СССР

ГУУЗ НКТП СССР утвержден в качестве учебного пособия для геологоразведочных втузов

1936
ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТП СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

ГР-65-5-2
ТКК № 105

АННОТАЦИЯ

Книга проф. В. И. Лучицкого и проф. Е. А. Кузнецова «Петрографические провинции СССР» содержат в себе обширный материал по характеристике, главным образом, магматических пород отдельных районов СССР, с описанием петрографических особенностей этих пород и выявлением, насколько эти породы изучены, их генетических взаимоотношений. При описании петрографии районов затрагиваются также вопросы их геохимии, металлогении и полезных ископаемых. Описания пород и районов сопровождаются данными по химическому составу магматических пород и схемами и диаграммами, иллюстрирующими химико-генетические отношения этих пород друг к другу.

Книга служит учебным пособием для петрографов и минералогов, частью также геологов и инженеров-разведчиков — студентов вузов и втузов и аспирантов тех же специальностей. Одновременно она может оказать большую помощь в деле изучения магматических пород и петрографических провинций СССР для окончивших вузы и втузы минералогов, петрографов, геологов и инженеров-разведчиков.

Редактор *В. С. Коптев-Дворников.* Техн. редактор *Б. Модель.*

Сдано в производство 31/VIII 1935 г. Подписано к печати 16/XI 1935 г.
Формат бум. 62 × 94 1/16 Объем 45 п. л 103.368 зн. в 1 п. л. Тираж 2000 экз.
Уполн. Главлита № В—26976 Авт. л. 57,25. Бум. л. 2 3/4. Изд. № 95. Заказ № 1010.

2-я типография ОНТИ им. Евгении Соколовой. Ленинград, пр. Красных Командиров, 29.



ВВЕДЕНИЕ

Сопоставление разнообразных магматических пород с точки зрения их распространения и их относительных количеств в том или ином районе земного шара и в различные времена жизни земли имеет большое научное и практическое значение.

Изучая распространение тех или иных магматических пород, мы выявляем прежде всего степень разнообразия их и те типы горных пород определенного состава и способа образования, которые особенно широко распространены в земной коре и на ее поверхности, и тем самым разрешаем, до известной степени, вопрос о составе тех исходных магм, которые при дифференциации дали начало этим породам.

Кроме того, изучая распространение магматических пород, их разнообразие и закономерности этого разнообразия в отдельных частях земного шара, мы вскрываем генетическую связь между этими породами и находим пути к разрешению вопросов их генезиса и те пути, по которым происходили процессы дифференциации магмы.

Одновременно с дифференциацией магмы, преимущественно ее силикатных частей, идет также и дифференциация и концентрация тех или иных металлов, благодаря чему металлогения теснейшим образом связана с процессами дифференциации магмы. Устанавливая ход процессов дифференциации магмы, мы одновременно находим и те пути, по которым шли процессы концентрации металлов вплоть до доступных для их добычи количеств, и тем самым разрешаем вопросы металлогении или находим пути к их разрешению.

Это относится также и к тем или иным неметаллическим ископаемым, которые связаны с определенными типами магматических пород, и в этом отношении распределение магматических пород и закономерность этого распределения дают ключ к отысканию ряда видов минерального сырья.

Поэтому изучение петрографических провинций и выявление степени изученности их, а также детальное знакомство с этими провинциями имеет особенно большое значение при разрешении ряда вопросов практического характера — нахождения и использования тех рудных и нерудных месторождений, которые связаны с магматическими породами.

Как увидим далее, далеко не все магматические породы несут признаки дифференциации и остаются на огромных иногда расстояниях совершенно не затронутыми процессами дифференциации.

Таковы крупнейшие области развития гранитов, часто на значительных расстояниях сохраняющих свой минералогический состав, химический состав, структуру и даже окраску. В качестве другого примера можно привести траппы (общее название для своеобразных пород, объединяющее базальты, диабазы и габбро-диабазы) Сибири. Эти породы, несмотря на то, что они выступают на огромных пространствах Сибири, начиная от Монголии на юге, частью уходя и в пределы последней, и достигая берегов Ледовитого океана на севере, почти совершенно не изменяют своего химического и минералогического состава, изменяя только структуру в зависимости от условий застывания либо на поверхности земли, либо на больших или меньших глубинах от нее.

Примером другого рода может служить поразительное разнообразие магматических пород, которые образуют массивы нефелиновых сиенитов, где изменения состава пород происходят часто на расстоянии немногих десятков метров или даже метров и где иногда в одном штуфе, рассматривая его с разных сторон, можно видеть одновременно присутствие нескольких разновидностей нефелиновых сиенитов, заметно отличающихся друг от друга минералогическим и химическим составом и структурами.

Еще более усиливается разнообразие магматических пород и значение изучения определенных их группировок, когда мы рассматриваем их с точки зрения содержания в них тех или иных металлов. Так, например, в одних районах распространения основных и ультраосновных пород имеются многочисленные места концентрации иногда в сравнительно крупных количествах таких металлов, как хром, платина, никель (Урал), в других районах те же породы почти лишены их или вовсе не содержат их (Украина).

То же относится и к кислым породам гранитной и гранодиоритовой магмы. Постепенно на территории СССР все более и более выявляется крупнейшая роль в металлогении различных районов СССР не столько гранитов, сколько гранодиоритов и связанных с ними в процессе дифференциации и интрузии разнообразных магматических пород, в том числе и альбитофиров (кератофиров). По всем признакам особенно большое значение имеют гранодиоритовые магмы, как концентраторы таких металлов, как свинец, цинк, серебро, медь. С другой стороны, такие граниты, как калийные, аляскитовые, в ряде случаев, играют крупную роль как концентраторы золота и ряда других металлов.

Огромна роль в металлогении и выявление связи тех или иных типов металлогении со степенью размыва магматических интрузий. Металлоносность и характер ее изменяется с глубиной — в зависимости, следовательно, от различных температурных условий как в различных частях магматического бассейна и застывающей части его, так и в окружающих его частях земной коры, и с изменением горных пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Это резко отражается на изменении характера металлоносности различных участков в области развития магматического тела и окружающих его пород и в различии также и металлических ископаемых.

В связи со сказанным выше выступает крупное значение разрешения вопросов распространения различных типов магматических пород

в земной коре, закономерности их распространения, совместного их нахождения на одной и той же территории и образования их в один или в разные геологические периоды.

Данное руководство по петрографическим провинциям СССР было составлено как результат чтения того курса, который проводился авторами труда в Московском геологоразведочном институте в течение последних лет.

Имелось в виду дать прежде всего характеристику петрографических провинций СССР, поскольку они изучены в данное время. Однако, авторы встретились с большим затруднением того рода, что значительные территории СССР и развитые в их пределах магматические породы пока изучены одинаково очень слабо как в петрографическом отношении, так и в геологическом. В ряде случаев мы находим районы, очень хорошо или хорошо изученные в отношении геологии и стратиграфии, но изучение их магматических пород осталось совершенно в стороне.

Можно думать, что в некоторых случаях магматические породы даже мешали работе стратиграфа, вызывая крупные изменения интересующих стратиграфа слоев осадочных пород, на которые они обращали особенно большое или даже исключительное внимание.

В ряде геологических работ или работ стратиграфов и тектонистов имеются также и описания магматических пород; однако, отсутствует то, что существенно важно и без чего нельзя обычно решать вопросы о генетических взаимоотношениях этих пород — отсутствуют химические анализы. Все это чрезвычайно понижает ценность петрографических данных, приводимых авторами такого рода работ.

И лишь сравнительно немного в общей массе геологических работ имеется таких, в которых петрография полностью или в значительной степени выявлена в свете как геологических данных, без которых невозможно решать вопросы взаимоотношений магматических пород и генезиса их, так и петрографических, включая данные химических анализов и изучения результатов последних. Как мы видели выше, только такие работы имеют основное значение при разрешении вопросов металлогенеза тех или иных районов.

Одна стратиграфия и тектоника без углубленного знания петрологии не могут считаться полностью освещающими район; особенно ценным примером могут служить работы, намечаемые Академией наук, как одни из основных — объединяющие стратиграфию, тектонику, петрологию в одно монолитное целое вместе с металлогенией. Такое комплексное изучение земной коры должно давать наиболее крупные научно-практические результаты.

Если обратим внимание на степень изученности петрографии и петрологии отдельных частей СССР, мы увидим большой разнобой в этом отношении.

Лучше всего изучены, естественно, области СССР, находящиеся в пределах Европы (Кольский полуостров, Украина, в особенности Урал, частью Кавказ и Закавказье). Восточная часть СССР, расположенная в Азии, изучена сравнительно слабо, частью очень плохо; к первой группе относится Казакстан, ко второй — Алтай, Западная Сибирь, Средняя Азия, Восточная Сибирь и особенно плохо известны Дальний Восток и север Азиатского материка (берега Ледовитого океана и его острова). Хорошо изучен в петрографическом отноше-

нии Урал и в особенности его средняя часть. Это обусловлено тем, что Урал являлся рудным центром прежней России, и поэтому на него обращалось особенное внимание ряда петрографов, опубликовавших ценнейшие монографии и труды с многочисленными химическими анализами. Таковы работы Е. С. Федорова, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Дюпарка, Д. С. Белянкина, А. Н. Заварицкого, а в последнее время Е. А. Кузнецова и ряда молодых петрографов.

Благодаря совокупной работе этих многочисленных петрографов получился огромный петрографический материал, дающий возможность в особенно полной форме охарактеризовать петрогению и металлогению Урала и их петрографические провинции в связи с металлоносностью и неметаллическими ископаемыми. Главы по Уралу написаны Е. А. Кузнецовым в значительной части на основании собственных исследований.

В значительной степени изучены также магматические породы Украины и прилегающих к ней районов. Эту часть территории СССР изучали также многочисленные петрографы, давшие детальные петрографические описания ряда частей Украины с данными по химическому исследованию этих пород, в числе их такие петрографы, как П. П. Пятницкий, И. Морозевич, Миклухо-Маклай, В. Е. Тарасенко, В. И. Лучицкий, В. Н. Чирвинский, П. П. Чирвинский, И. И Танатар, Н. И. Безбородько, в последнее время также П. И. Лебедев, Л. Ф. Айнберг и другие. И здесь материал получился в достаточной степени полный для того, чтобы на этой территории, резко отличающейся в возрастном, тектоническом и рудном отношениях от Урала, можно было выделить определенные типы петрографических провинций как в пространстве, так и во времени.

Эта глава написана, частью на основании неопубликованных материалов самого автора, В. И. Лучицким.

Третий район, где петрография отдельных районов в значительной степени изучена и установлены определенные петрографические провинции, выявлены взаимоотношения магматических пород различных типов и для которой можно также дать в значительной степени полную картину состава и структуры, генезиса, своеобразия магматических пород отдельных петрографических провинций — это Кольский полуостров и прилегающая к нему Карелия. Для них имеется богатый материал в виде работ для Кольского полуострова, главным образом Б. М. Куплетского, Ч. Влодавца; во время печатания данного труда появился капитальный труд А. А. Полканова, много работавшего в этой интереснейшей части СССР.

Уже опубликованный им предварительный материал оказался поразительно интересным. В более южных районах ценные работы проведены были Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, Тимофеевым и др. Глава, касающаяся Кольского полуострова и Карелии, написана В. А. Лучицким.

Четвертой, на данное время сравнительно хорошо изученной петрографически, частью Союза являются Кавказ и Закавказье с их совершенно иными характером горных пород и тектоники, чем Урал, Украина и Кольский полуостров. Здесь имеются магматические породы как древние, докембрийские, так и юные, кончая современными лавами. Этот район объединяет в себе три группы пород и их провинций: группу, характерную для Украины и отчасти Кольского

полуострова и Карелии, группу, характерную для Урала, и группы, характерные для Дальнего Востока (новейшие лавы).

Основными работами, на которые приходится опираться при изучении петрографических провинций Кавказа и Закавказья, являются труды таких петрографов, как Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. И. Лебедев, Д. С. Белянкин, отчасти Б. М. Куплетский, далее А. С. Гинзберг, В. В. Дубянский, В. Дервиз, П. П. Пятницкий, Е. А. Кузнецов (район Садона), в последнее время также Паффенгольц и другие. Район Кавказа и Закавказья и их петрографические провинции описаны в главе, составленной В. И. Лучицким.

Имеются еще данные петрографического характера для Европейской части СССР по району Курской магнитной аномалии и Воронежскому горсту. Петрография первого района изучена была Н. И. Свитальским и В. И. Лучицким, второго — В. Н. Лодочниковым.

Имеется еще интересная область развития разнообразных магматических пород — Крым. Район Крыма изучался многочисленными петрографами, среди которых особенно много сделано для его петрографии в западной части Крыма — Лагорио, А. К. Мейстером, отчасти Д. И. Щербаковым, В. В. Аршиновым и другими, а в восточной части, главным образом Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (район Карадага).

Здесь также выявляются довольно полно своеобразные петрографические провинции, частью наложенные во времени одна на другую. Глава по Крыму составлена В. И. Лучицким.

Что касается части Союза, расположенной к востоку от только что охарактеризованных районов, именно Азиатской части СССР, то она изучена отрывочно и далеко не настолько полно, чтобы по имеющемуся опубликованному петрографическому материалу можно было дать хотя бы сколько-нибудь полную картину распределения и характера петрографических провинций, и поэтому для этой части СССР приходится в значительной степени заменить метод выделения петрографических провинций методом выделения районов с близкими геолого-петрографическими особенностями.

В этой части СССР выделены авторами пять районов, может быть изученных рядом петрографов и очень детально, но не получивших освещения в литературе. Только в самые последние годы (1930—1934 гг.) появились петрографические работы, на основании которых удается подходить к разрешению вопросов о распространении петрографических провинций на этой огромнейшей территории. Авторами выделены следующие части на этой территории — Западная Сибирь, Казакстан, Средняя Азия, Восточная Сибирь, Дальний Восток с севером Сибири и островами Ледовитого океана.

Район Западной Сибири изучен в значительной степени, казалось бы полно, однако, опубликованный петрографический материал чрезвычайно мал, так как пока Я. С. Эдельштейн, много работавший в Западной Сибири, и такие петрографы, как М. А. Усов и Горностаев, опубликовали далеко не все результаты своих многолетних работ. В аналогичном положении находится Казакстан — огромного значения район, для которого почти нет петрографического материала, так как результаты многолетних работ Кассина и других появляются в печати очень скупо. Глава по этим двум районам составлена Е. А. Кузнецовым.

Район Средней Азии изучался рядом петрографов. Несмотря, однако, на то, что ими проработан большой материал, опубликовано очень мало результатов этих исследований, и детально охарактеризовать петрографические провинции этой части СССР значительно труднее. Данные по петрографии опубликованы в первую очередь В. А. Николаевым, далее В. И. Лучицким, Л. Ф. Айнберг и другими. Глава по данной территории составлена Е. А. Кузнецовым.

Восточная Сибирь таит в себе огромные возможности в смысле наличия на ее территории многочисленных, пока почти совершенно не изученных рудных и нерудных месторождений, связанных с самыми разнообразными породами. Однако, изученность ее в петрографическом отношении очень мала. Имеются ценнейшие работы: некоторые даже старые работы, относящиеся к началу XX столетия, не потеряли своего исключительного интереса с петрографической точки зрения. Таковы работы петрографов А. К. Мейстера по Енисейскому кряжу, работы Н. И. Свитальского по Прибайкалью. Ряд петрографов и геологов с петрографическим уклоном также опубликовали работы по отдельным районам их исследований и дали ценнейший материал.

К числу таких петрографов относятся В. А. Обручев, А. К. Мейстер, Н. И. Свитальский, О. О. Баклунд, А. П. Герасимов, Б. З. Коленко, Лаврский, в последнее время также Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и ряд других. Основываясь на их работах, удалось составить описания петрографии отдельных районов с характеристикой их петрографических особенностей и генетических взаимоотношений между породами, дающими возможность намечать наличие петрографических провинций. Глава по Восточной Сибири составлена В. И. Лучицким.

Особенно плохо обстоит дело с ценнейшей частью СССР — Дальним Востоком, с его разнообразием магматических пород, наличием признаков ряда различных типов провинций, а отсюда и различных металлогенетических провинций. Однако, петрографический материал здесь чрезвычайно скуден и получаются лишь наметки, основанные на результатах работ ряда петрографов — И. А. Преображенского, К. И. Богдановича, В. Дервиз, Морозевича и других.

Глава по Дальнему Востоку и берегам Ледовитого океана и его островов написана В. И. Лучицким.

В результате имеется возможность составить далеко неполноценные и неодинакового характера характеристики в одних случаях петрографических провинций (главным образом Урал, Кольский полуостров с Карелией, Украина, Крым), в других — скорее петрографических областей, куда входят разнообразные развитые там породы, без достаточно генетической увязки их друг с другом.

Под *петрографическими провинциями* понимаются обычно, согласно введшему это понятие Джидду (1886), области, «на территории которых магматические породы в течение данного геологического периода проявляют некоторые хорошо выраженные особенности как минералогического состава, так и микроструктуры. Эти особенности могут служить признаком, отличающим их от пород, принадлежащих к той же группе пород, которые были одновременно изверженны в других петрографических провинциях».

Другой петрограф — Харкер, определил петрографические провинции, как «более или менее отчетливо выраженные территории,

внутри которых магматические породы, принадлежащие к данному периоду магматической деятельности, обладают некоторыми общими чертами петрографического характера, прослеживающимися через все их разнообразие, которые в крайнем случае неясны в некоторых из более крайних членов их совокупности».

Иддингс ввел еще один термин для указания на родственные отношения тех пород, которые входят в состав той или иной петрографической провинции, именно термин «кровное родство».

Если в начале термин «петрографические провинции» встречал некоторые возражения, то в настоящее время он считается общепринятым в связи с учением о получении разнообразия магматических пород в результате процессов диференциации либо общей, либо отдельных, частью вторичных магм. Этот термин поддерживается и Дэли в его последнем издании «Магматические породы и глубины земли» (1933), Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1935) и рядом других петрографов.

В дальнейшем мы под петрографическими провинциями будем понимать то, что принято было в самом начале создания термина.

С этим термином мы будем связывать общие черты минералогического и прежде всего химического характера, а также в ряде случаев и структур, объединяющих в одно целое группу разнообразных магматических пород — глубинных, дайковых, эффузивных, развитых на данной территории и обычно обладающих одинаковым или близким возрастом. Однако, не исключаются случаи, когда в результате повторного плавления магмы могут происходить и более юные интрузии, и в таком случае должны получаться повторные или комплексные во времени петрографические провинции.

Следует иметь в виду также и возможность наличия в одном и том же районе двух или более петрографических провинций, иногда резко отличающихся друг от друга рядом специфических особенностей минералогического и химического состава.

Петрографические провинции могут быть крайне разнообразны и в то же время повторяться во многих частях света одновременно и в разные эпохи.

К числу таких повторяющихся в разных частях света петрографических провинций относятся провинции щелочные, характеризующиеся обычно наличием типичных ненасыщенных натровых пород, именно нефелиновых сиенитов, наряду со связанными с ними генетически насыщенными магматическими породами — вплоть до гранитов, или ненасыщенными в отношении окислов магния и железа — вплоть до ультраосновных пород.

Такова провинция щелочных пород Норвегии в окрестностях г. Осло (б. Христиания). Они повторяются, хотя и с некоторыми отличиями, в районе Кольского полуострова (Хибинские и Ловозерские тундры), также на юго-востоке Украины (Мариупольский район), в Восточной Сибири (Ботогольский голец в Саянском хребте), в районе Квебека в Северной Америке и других районах.

Другой тип петрографических провинций — районы развития чарнокитовых пород (сиенито-анортозитов), представленных особенно типично в Индостане, в западной части Норвегии, и повторяющихся в очень сходной форме в районе Адирондака в США и на территории Украины (Подолия).

Породы щелочного типа, характерные для чехословакской (богемской) щелочной провинции, повторяются также с некоторыми отличиями в ряде стран, таковы районы крупных сбросов в Центральной Африке, Центральная Франция, Таити, Азорские и Канарские острова и другие.

Не применяя к петрографическим провинциям терминов: атлантическая, тихоокеанская, средиземноморская, арктическая, как терминов мирового географического значения, можно применять их к характеристике определенных типов магм, отличая магмы тихоокеанского типа в тех случаях, когда имеем магмы гранодиоритового характера, без преобладающей роли щелочей, в особенности натрия, атлантического типа — к магмам, особенно сильно обогащенным натрием, что отражается и на составе самих пород (тип натровых магм); термин средиземноморский тип (калийный) для магм, особенно обогащенных калием, и, наконец, арктический тип для магм, отличающихся в частности сравнительно большим содержанием магния.

Следует отметить, что эти термины, из которых первые два были предложены Бекке (Вена), встретили ряд возражений. Так возражает против этих терминов Ф. Ю. Левинсон-Лессинг («Петрография» и другие его работы), указывая на то, что магмы атлантического типа встречаются и за пределами этого океана, в частности, — в области, прилегающей к Тихому океану, и, наоборот, тихоокеанский тип развит и за пределами Тихого океана; выражаясь более резко, он говорит, что эти четыре термина носят только символический характер и не имеют географического значения.

Однако, эти термины продолжают применяться в западно-европейской литературе. Это связано с тем, что фактически район Тихого океана характеризуется почти исключительным, за немногими исключениями, развитием именно магм тихоокеанского (гранодиоритового) типа. К числу исключений относятся о. Сахалин, отдельные участки незначительных размеров Дальнего Востока и другие. В то же время район Атлантического океана — Африка, западная часть Евразии, восточные берега Северной и Южной Америки отличаются при полном преобладании развития пород тихоокеанского типа тем, что здесь в большом числе мест выступают, играющие второстепенную, вполне подчиненную роль также и породы совершенно иного типа, именно щелочные (натровые), т. е. те, которые являются производными магм, по терминологии Бекке, атлантического типа. Таковы многочисленные области, где среди преобладающих пород тихоокеанского типа имеются участки или провинции производных магм атлантического типа. На Кольском полуострове, на территории которого преобладающую роль играют производные магм тихоокеанского типа, то же на Скандинавском полуострове, главным образом в окрестностях Осло (Христиании), в Чехословакии, ряде мест Германии, Португалии, Франции и т. д., в районе ряда мест Бразилии, США и т. д. имеются также магмы атлантического типа.

Результаты химических анализов и подсчета среднего состава горных пород дна Атлантического (72 анализа) и Тихого (56 анализов) океанов показали, согласно Вашингтону (1920), что составы дна первого и второго очень мало отличаются один от другого и близки к составу базальта, но несколько более щелочного, чем средний валовой состав базальтов мировых. Для Атлантического океана полу-

чаются числа, указывающие на несколько большую щелочность пород дна Атлантического океана и несколько большую кислотность их.

Для сравнения приводим химические анализы обеих групп пород, по Вашингтону:

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5
1[1]	50,63	1,63	15,82	4,44	5,73	5,79	7,36	4,27	2,31	1,47	0,43
2	50,06	1,96	15,51	3,88	6,23	6,62	7,99	4,00	2,10	1,16	0,25

Перечисленные на формулы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга эти анализы дают такие числа:

№ анализа	RO	SiO_2	α	$R_2O : RO$
1	2,33	4,61	1,77	1 : 3,5
3	2,30	5,60	1,90	1 : 3,6

Совершенно правильно мнение Левинсона-Лессинга относительно того, что имеется существенная разница между основными породами океанов и теми базальтами, которые выливаются на поверхность земли, и что следует отличать две базальтовые магмы — одну *океаническую*, другую *континентальную*.

Но это в то же время не противоречит тому, что сохраняется резкая разница между магмами типа гранодиоритовой и натрово-щелочной, или, по терминологии, исходящей из приведенных выше принципов, атлантической и тихоокеанской. Эти магмы образовались путем дифференциации под влиянием различных факторов, которые дали начало совершенно различным типам пород. Удерживать различие между обоими типами магм независимо от их названия необходимо по той причине, что каждый из этих типов магм играет совершенно различную роль в отношении металлогении и сопровождения их определенными типами неметаллических ископаемых.

Можно говорить о том, каковы причины получения этих двух типов магм — преобладающей тихоокеанской и атлантической, производные которой играют совершенно второстепенную роль и вкрапленной небольшими участками в областях развития пород тихоокеанской магмы.

Вопрос закономерности распространения пород атлантического типа до настоящего времени далеко не разрешен, так как он тесно связан с вопросами дифференциации магмы. Характерным остается тот факт, что наибольшее число щелочных натровых провинций приурочено к областям особенно интенсивного развития тектонических процессов сбросового характера, но отдельные участки с площадями

[1] Цифры № анализов означают в этой и следующей таблице: 1. Атлантический океан, 2. Тихий океан, 3. Мелафир.

развития щелочных пород находятся также и в областях развития складчатых процессов, играющих особенно большую роль в области стран, прилегающих к Тихому океану.

Эти процессы оказывали влияние и на процессы дифференциации той магмы, которая дала начало в частности и щелочным натровым породам. Причина этой дифференциации, ведущей к образованию последних, до настоящего времени недостаточно выявлена, вероятнее всего, как показывают исследования в таких районах, как Кольский полуостров, Украина и другие, особенно видную роль играли минерализаторы, вызывающие передвижку и накопление главным образом щелочных элементов и не переносившие таких окислов, как MgO и CaO.

Основное значение в образовании этих щелочных провинций играет не первичный состав базальтовой магмы, а те процессы очень сложной дифференциации, которые дали начало образованию в отдельных участках земной коры магм, обогащенных окислами натрия и обедненных кальцием.

Насколько видную роль играют именно гранодиоритовые магмы и продукты их дифференциации в процессах образования магматических пород видно из того, что именно такого рода магмы пользуются чрезвычайно большим развитием и на территории СССР, на что было указано и раньше Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом («Петрография», изд. 1932, 1934, 1935 гг.).

Эти гранодиоритовые магмы, переходящие то в типичные граниты, то в более основные породы, вплоть до основных и ультраосновных, характеризуют состав магматических пород в общей их совокупности: однако, в то же время состав их не вполне постоянен в различных частях СССР и, кроме того, не вполне одинаковы и процессы дифференциации этой магмы, вторжение которой сопровождалось в ряде случаев процессами вплавления, влиявшими на средний состав магмы. Несомненно, что здесь играл роль и возраст: в докембрии эти процессы могли оказывать иное влияние на состав средней магмы, чем в последующие эпохи, характеризующиеся значительно меньшими проявлениями процессов мигматизации, анатексиса и др.

В то же время в каждом отдельном районе СССР и в их отдельных частях шли свои процессы дифференциации, свои процессы минералообразования и появления разнообразнейших типов магматических пород, застывавших в разнообразных условиях. Это сопровождалось в одних случаях накоплением крупных масс тех или иных ценных металлов и образованием месторождений неметаллических ископаемых, а в других — процессы шли совершенно иначе и давали металлогенетически бесплодные группы пород. Поэтому установление наличия определенных провинций имеет крупнейшее значение при разрешении вопросов не только теоретического, но и практического характера.

Литература, в которой отражаются результаты крупной проводившейся и в особенности проводимой в настоящее время научно-исследовательской работы в области изучения магматических пород, приводится в разнообразных изданиях.

По петрографическим провинциям литературы по существу нет.

Небольшая объединяющая характеристика петрографических провинций СССР приведена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в учебнике «Петрография».

В последнее время начало появляться систематическое описание петрографии СССР в издании Петрографического института имени Ф. Ю. Левинсона-Лессинга Академии наук СССР, где охарактеризован ряд петрографических провинций.

До настоящего времени выпущены в свет только два тома этого большого издания:

1. Петрография Кольского полуострова. Б. М. Куплетский, 1933.
2. Петрография Украины. В. И. Лучицкий и П. И. Лебедев, 1934.
3. Петрография Азербайджана. И. А. Преображенский, 1935.
4. Петрография Армении. А. С. Гинзберг, 1935.

Работы по петрографии различных частей СССР рассеяны по многочисленным и разнообразным журналам и трудам различных геологических учреждений СССР и обществ. Много работ помещается в изданиях Геологического комитета (Геолкома), и сменивших его Главного геологоразведочного управления (ГГРУ), Всесоюзного геологоразведочного объединения (ВСГРО) Геолого-гидро-геодезического управления (ГГГУ) и в настоящее время, Главного геологического управления (ГГУ), издания которого — 1) Труды, 2) Материалы по прикладной геологии и минералогии, 3) Известия, 4) Вестник. Имеются также издания отдельных отделений Геолкома и сменивших его районных организаций.

Академия наук СССР помещает петрографические работы в Трудах Академии наук, Минералогического института, Петрографического института, Геологического института, а также в Известиях и докладах Академии наук. Кроме того, издавали, частью издают свои труды, в частности по петрографии, Украинская академия наук, Минералогическое общество и ряд обществ естествоиспытателей (Ленинграда, Киева, Харькова, Казани и др.) и Московское общество испытателей природы (Бюллетени).

Имеются также издания отдельных научно-исследовательских институтов: Прикладной минералогии, Геологии и минералогии, также и существующих или существовавших в том или ином виде при геологических кафедрах научно-исследовательских институтов — Московского университета, Днепропетровского института, Горного института и других.

До войны ряд работ по петрографии публиковались высшими учебными заведениями в записках или трудах этих учебных заведений (Горный институт в Ленинграде, Горный институт в Днепропетровске, Горный институт в Томске, Политехнические институты в Новочеркасске, Варшаве, Ленинграде и др., а также и университеты—Ленинградский, Киевский, Харьковский, Одесский).

Таким образом, петрографическая литература рассеяна в бесчисленных изданиях, часто трудно доступных, и рассеяние геологических изданий продолжается и в настоящее время, причем по существу учет издающейся, в частности петрографической, литературы никем не ведется.

Способы определения, принадлежности пород данной петрографической провинции или установления связи и генетического родства двух различных петрографических провинций разнообразны.

Минералогический метод заключается в изучении горных пород данной области и установлении в них тех минералов, которые

являются общими для всех или большей части этих пород или минералов, которые в одних типах пород данной петрографической провинции иногда сменяются минералами другими, но генетически с ним тесно связанными.

Особенно характерны минералы для тех случаев, когда имеем дело с петрографическими провинциями магмы атлантического типа. Здесь появляется ряд мафических минералов, отличающихся значительным и характерным содержанием окиси натрия, в виде эгирина, эгирин-авгита, рибекита, арфведсонита и других щелочных амфиболов, развитие первичного альбита, развитие микроклина, особенно обогащенного пертитовыми и микропертитовыми вростками.

Характерно в некоторых случаях развитие таких мафических минералов, которые содержат фтор, причем эти минералы повторяются в различных типах пород данной провинции, начиная от кислых до основных.

Иногда такими характерными минералами для петрографических провинций являются однотипные пироксены, лейцит и другие, которые в других породах данной провинции или соседних не повторяются.

Химический метод изучения генетических взаимоотношений между породами данной петрографической провинции или установление отсутствия общего генезиса у пород разных петрографических провинций применяется в различном виде.

Очень просто применение метода построения вариационных диаграмм. Он основан на построении генетических линий, изображающих постепенные изменения содержания того или иного окисла в зависимости от изменения одного из них, выбранного, как основного. Обычно с этой целью выбирается окись кремния, т. е. окисел, который за редкими исключениями всегда присутствует в магме. Изменение содержания SiO_2 резко отражается и на изменении минералогического состава горных пород, и, следовательно, кремнекислота является в общем показателем диференциации магмы.

Для вариационных диаграмм применяют следующие методы, которые особенно употребительны:

1) построение диаграмм, исходя из весовых количеств;

2) построение диаграмм, исходя из содержания тех или иных минералов, беря за основу определенную группу их.

Часто берут за основу содержание салических (фельзических) минералов и откладывают их относительные количества на абсциссе. Относительные числа для них вычисляются из анализа обычными методами после перевода весовых количеств окислов в их молекулярные количества и далее вычисляют относительное содержание нормативных минералов.

Отложив процентное содержание последних для отдельных пород на абсциссе, на ординатах, исходящих из точки проекции содержания салических минералов данной породы, откладывают процентные величины окислов, присутствующих в породе по данным анализа. Соединяя затем точки каждого отдельного окисла общей линией, получают вариационные кривые, которые у родственных, генетически связанных пород имеют плавный характер. На ней же наносятся точки, соответствующие содержанию избытка или ненасыщенности пород кремнекислотой; числа эти получаются при перечислении минералов по упомянутому выше методу.

Характерные кривые получаются при нанесении по абсциссе процентного содержания кремнекислоты в породе, а на ординатах соответствующих каждой породе чисел процентного содержания остальных окислов. Здесь точно также точки на ординате соединяются для каждого окисла отдельно, общей для данного окисла линией. В случае генетической связи, несмотря на различные содержания кремнекислоты получаются плавные кривые. Отступления от этих кривых указывают на наличие пород, генетически не связанных с данной магмой.

При наличии большого количества анализов получается очень отчетливое представление относительно генетической связи между породами данной петрографической провинции и выступает сходство и отличие пород различных петрографических провинций.

Особенно удобны методы перечисления данных химического анализа на специальные молекулярные числа, сводка этих чисел в специальные упрощенные схематические числовые показатели и затем нанесение их на диаграмму.

При перечислении по *методу Озанна* получаются числа, сперва *A*, *C* и *F*, перечисляемые далее на 30 или чаще на 20. Метод перечисления изложен у Лучицкого «Петрография», т. II, изд. 1934 г., стр. 11. Числа *a*, *c* и *f* наносятся на проекцию, число n на проекцию не наносится. Проекция в виде равностороннего треугольника, в углах которого помещаются 20 единиц, соответственно *a*, *c* и *f*. Эта проекция очень наглядна, но так как используется только три коэфициента *a* — относящийся к щелочам, содержащимся в полевых шпатах, *c* — окись кальция, входящая в состав анортита, и *f* — объединяющий остатки окислов от полевых шпатов и окислы железа, магния, марганца, не получается возможности достаточно точно устанавливать генетические взаимоотношения пород. Поэтому удобнее использование тех величин, которые дает Ниггли. Методику перечисления см. В. И. Лучицкий, «Петрография», т. II, 1934, стр. 7 и Грубенманн, «Метаморфизм горных пород», 1934, стр. 4.

Коэфициенты, полученные при перечислении химических анализов по методу Ниггли, удобнее располагать в следующем порядке: *al*, *fm*, *c alk*, *si*, *k*, *mg*, *c/fm*. Остальные коэфициенты не представляют особого интереса и усложняют перечисления.

Если пренебречь показателем насыщенности кремнекислотой *qz*, удобнее всего наносить на проекцию эти коэфициенты следующим образом: на абсциссе откладываются значения *si*, на ординате, вверх от абсциссы — значения *al*, *fm*, *c* и *alk*, вниз по ординате от линии *si* — величины *k* и *mg*.

В том случае, когда желательно наносить также и величину насыщенности или ненасыщенности кремнекислотой *qz*, удобнее строить две диаграммы с основной линией в каждой из них, соответствующей *si*. На верхней диаграмме наносятся на ординатах те же величины *al*, *fm*, *c* и *alk* и одновременно *qz*, откладывая положительные величины *qz* вверх по ординате, отрицательные вниз от линии *si*. Вторая диаграмма помещается ниже и на ней откладываются величины *k* и *mg*, возможно также и другие (*zr*, *p* и т. д.). Нанесение всех величин на одну диаграмму делает ее мало наглядной.

Проводя соединяющие линии через каждую точку проекции отдельно для каждого коэфициента, мы получаем зигзагообразные линии. Если провести средние линии между этими точками, то мы

получим более плавные генетические кривые, по которым можно судить о генетическом родстве пород друг к другу. Удобен также метод перечисления родственных, судя по их минералогическому составу, пород в виде одной общей средней величины всех показателей Ниггли и нанесение этих средних величин на диаграмму. В таком случае генетические взаимоотношения вырисовываются более резко. При этом необходимо обращать внимание на геологические и минералогические данные, дающие обоснование для соединения пород, родственных друг другу, в одну группу, дающую средний химический состав пород, входящих в нее.

Удобен также и *метод Заварицкого,* который в данной книге применен не был (А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. ОНТИ, Горно-геолого-нефтяное издательство, 1933). Коэфициенты, используемые им для характеристики пород, следующие:

a — относительное число атомов щелочных металлов, которые входят в алюмосиликаты (полевые шпаты и их заместители) и комбинации с атомами *al*;

c — относительное число атомов кальция, соединенных в алюмосиликатах с алюминием (главным образом анортит);

b — относительное число всех остальных металлических атомов, не входящих в состав указанных групп, за исключением атомов кремния и титана. Сюда входят главным образом ортосиликаты магния и железа, пироксены, амфиболы, слюды;

s — относительное число атомов кремния и титана.

$$\text{Сумма } a + c + b + s = 100.$$

В основе пересчета лежит пересчет весовых процентов на молекулярные количества их, как и во всех остальных типах пересчетов и далее выделение по группам соответствующих молекулярных количеств.

Сперва выделяются щелочи, и полученное количество их умножается на 2 (в связи с их формулой). Получается число *A*. Число *A* вычитается из молекулярного количества Al_2O_3 и разность определяется как *C*.

Остаток *C* или избыток Al_2O_3 присоединяется к молекулярному количеству Fe_2O_3, умноженному на 2, FeO, MnO, MgO, получается число *B*.

Сумма молекулярного количества SiO_2 и TiO_2 дает *S*.

Сумма $A + B + C + S$ дает Σ, которая и перечисляется на 100.

Наносятся числа на специальную диаграмму Заварицкого (см. указанную книгу стр. 29).

Второй метод перечисления, примененный при сопоставлении химического состава магматических пород различных районов СССР, был *метод Левинсона-Лессинга.*

Изложение этого метода перечисления см. Левинсон-Лессинг, «Петрографические таблицы», 1933, также Лучицкий «Петрография» т. II, 1934, стр. 13.

Его возможно переносить на диаграмму типа Озанна, в вершинах которой располагаются величины RO, R_2O_3 и SiO_2, перечисленные на 10. В таком случае довольно отчетливо в ряде случаев проявляются генетические взаимоотношения пород.

Метод перечисления, предложенный А. С. Гинзбергом (О вычислении магматических формул), очень близок к методу Левинсона-Лессинга; в конечном результате ему придана форма, делающая более удобным графическое изображение состава горных пород.

После пересчета на эквивалентные количества и соединения однотипных окислов в группы R_2O, RO, R_2O_3 и RO_2, последние выражаются в молекулярных процентах, т. е. приводятся к общей сумме 100; это дает возможность сравнения состава различных горных пород не по абсолютному количеству того или иного окисла, входящего в магматическую формулу, а по относительной величине их, в зависимости и от других компонентов, причем общая сумма остается равной 100. При этом в связи с тем, что окислы щелочей и щелочных земель являются антагонистами, вычисляют отдельно R_2O и отдельно RO.

Полученная формула упрощается путем деления на величину R_2O_3, следовательно, коэфициент при полуторных окислах всегда равен 1. Считая, что этот тип окислов принадлежит к кислотным, эта единица присоединяется к коэфициенту при SiO_2, поэтому более резко проявляется кислотность породы.

Таким образом, первоначальная формула имеет следующий вид:

$$mR_2O \cdot nRO \cdot pR_2O_3 \cdot qRO_2, \text{ где } m+n+p+q=100.$$

После сокращения на p и соединения кислотных окислов вместе тношение будет выражаться в следующем виде:

$$\frac{m}{p}R_2O \cdot \frac{n}{p}RO \cdot \left(\frac{q}{p}+1\right)(R_2O_3+SiO_2).$$

Обозначается $R_2O_3 + SiO_2$ символом *Sal*, как это делают американские петрографы, или только буквой *S;* щелочноземельные окислы обозначаются буквой C, от *Cafem*, т. е. Ca + Fe + Mg, и щелочные окислы — буквой *A*.

В окончательном виде формула следующая:

$$lA \cdot kC \cdot rS, \text{ где } l=\frac{m}{p};\ k=\frac{n}{p};\ r=\frac{q}{p}+1.$$

Пример пересчета:

	Шошонит Закавказья	Эквив. кол.		мол. %
SiO_2	52,76	0,873	873	59,6
Al_2O_3	20,28	0,199	236	16,4
Fe_2O_3	5,87	0,037		
FeO	1,49	0,020	251	17,1
MgO	4,26	0,105		
CaO	7,08	0,126		
Na_2O	3,84	0,064	101	6,8
K_2O	3,47	0,037		

Магматическая формула:

$$6{,}9R_2O \cdot 17{,}1RO \cdot 16{,}4R_2O_3 \cdot 59{,}6RO_2.$$

Деля все на 16,1 и прибавив 1 к коэфициенту при RO_2, получаем:

$$0{,}42\ A,\ 1{,}04\ C,\ 4{,}62\ S.$$

Коэфициенты кислотности a и другие те же, что и у Левинсона-Лессинга; вычисляются они сравнительно просто, как и другие коэфициенты.

Коэфициент кислотности представляет отношение чисел атомов кислорода, связанных с кислотными окислами, к числу атомов кислорода основных окислов, т. е.

$$a = \frac{2(r-1)+3}{k+l}.$$

Коэфициент β — число частиц оснований, приходящихся на 100 кислотных частиц, вычисляется по формуле:

$$\beta = \frac{100\ (k+l)}{r}.$$

Кислотный параметр γ есть отношение числа всех кислотных частиц к числу частиц всех оснований, т. е.

$$\gamma = \frac{r}{k+l}.$$

Для данного шошонита эти числа будут:

Формула, по Гинзбергу: 0,42 *A;* 1,04 *C;* 4,62 *S*; $a = 7$; $= 31{,}6$; $\gamma = 3{,}2$.

Формула, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу: 1,64 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3{,}62\,SiO_2$; $a = 1{,}62$; $\beta = 68$; $\gamma = 1{,}47$.

Числа могут быть нанесены на диаграмму в виде треугольника Озанна, на вершинах которого стоят значения: вверху *Sal*, слева в углу *Cafem* и справа в углу *alk*. Другие методы изображения состава пород на проекциях кратко охарактеризованы в отдельных главах.

Глава I

УКРАИНА

Общие замечания

Обзор петрографических провинций Украины охватывает не только те породы, которые развиты на территории собственно Украины, но также и те, которые выступают частично и за пределами ее, но на территории, которая в геологическом отношении является непосредственным продолжением Украины; последнее касается западной части Донбасса. Значительная часть территории Украины занята областью развития кристаллических пород, большая же часть — осадочными породами, принадлежащими к образованиям различного возраста, начиная силуром и кончая современными отложениями. Возможно составить почти непрерывный разрез от докембрия и до четвертичных образований; кембрий, как и нижний силур, пока не обнаружены.

Магматические породы приурочены к области распространения кристаллических пород и только в небольшом количестве выступают за пределами их; это последнее обстоятельство имеет существенно важное значение и при разрешении возрастных отношений между магматическими породами и породами, среди которых они присутствуют; некоторые соображения показывают, насколько для Украины вопрос возраста магматических пород далеко не окончательно разрешен.

Вопрос о возрасте магматических пород Украины, развитых на всем протяжении кристаллической полосы, определяется либо по данным стратиграфическим, либо по изучению степени развития катакластической структуры и взаимоотношений между различными магматическими породами.

Итоги изучения петрохимии магматических пород дают некоторые новые указания на возраст магматических пород; с другой стороны, возрастные взаимоотношения между магматическими породами проливают новый свет на распределение петрографических провинций на территории Украины.

Для Украины характерна тектоника, резко проявляющаяся в преобладании тектонических линий северо-западного простирания; в значительно меньшей степени играют роль простирания иных направлений — северо-восточные и меридиональные. Северо-западное тектоническое направление проявляется и в расположении понижений по обе стороны кристаллической полосы с долинами р. Днепра на северо-

востоке и р. Днестра и Бута на юго-западе и в образовании мульд с мощными осадками в них различного возраста главным образом юрского, мелового и третичного в районе североукраинской (Киево-Харьковской) артезианской мульды, расположенной на северо-востоке кристаллической полосы, и третичных, меловых и палеозойских в Подольской мульде, расположенной на юго-западе. Продолжение северо-восточной украинской мульды находится в районе Донбасса, строение которого усложнено многочисленными антиклиналями и синклиналями с высоко сравнительно приподнятой мощной свитой карбона, а также перми и др. Наряду с образованием складок, которые проявляются не только среди мало измененных или неизмененных первично осадочных пород, складчатые процессы проявляются особенно сильно среди докембрийских кристаллических образований, охватывая в ряде мест Украины как гнейсы, так и известняки и менее сильно перекристаллизованные породы, например, около Кривого Рога.

Одновременно со складчатостью крупную роль играют также и сбросовые тектонические процессы, вызывающие образование трещин, играющих крупную роль в формировании рельефа кристаллической полосы. В то же время они оказывают большое влияние на интрузивные процессы, обусловливая направления передвижения магматических масс, а после остывания их вызывая в них проявление катакластической структуры.

Чрезвычайно характерной особенностью области развития кристаллических пород и большей части магматических является очень сильный размыв, имевший место на территории Украины после докембрия. Те возвышенности, которые образовались в результате крупных складчатых процессов, были размыты. Размыв открыл корни складок на большей части кристаллической полосы, обнажив наиболее глубокие части магматических массивов, даек и других форм залегания магматических пород, от которых верхние части уцелели только в крайне ограниченном числе мест; почти не сохранились и эффузивные породы, играющие сколько-нибудь крупную роль только на юго-востоке Украины и лишь отчасти на северо-западе. Для украинской полосы характерно мощное развитие почти исключительно интрузивных пород.

Таким образом, характерным для Украины является, с одной стороны, чрезвычайно резко выраженный размыв кристаллической полосы, наличие в ряде мест признаков, в особенности по краям, не особенно древних сбросовых передвижений. Движения земной коры в пределах Украины продолжаются и в настоящее время, судя по характеру залегания речных наносов в нижней части течения Днепра; это подтверждается и теми землетрясениями, которые происходят по временам в пределах украинской кристаллической полосы, захватывая крупные площади.

Глубокий размыв происходил частью и после докембрия, во всяком случае также и после иотнийского времени, и продолжался до верхнего силура в Подолии, до начала девона в юго-восточной части Украины, и, возможно, в этой части был также и в более позднее время (судя по размыву девона и нижнего карбона), частью и после триаса.

Возрастные взаимоотношения между магматическими породами в значительной степени выявлены работами последних лет в связи

с установлением возрастных отношений между кристаллическими породами украинской кристаллической полосы и ее стратиграфии.

Результаты изучения В. И. Лучицким магматических пород — как глубинных, так и дайковых и излившихся на территории западной окраины Донбасса (восточной части Приазовского массива), где область развития кристаллических пород соприкасается с областью развития палеозойских пород, — дали возможность установить, что часть кристаллических пород, в частности, глубинных, относимых к докембрию, обладают значительно более юным возрастом — мезозойским или же верхнепалеозойским. Такими породами являются щелочные породы восточной части Приазовского массива, к которым относятся щелочные граниты, нордмаркиты, щелочные сиениты и нефелиновые сиениты из числа магматических глубинных пород и ряд излившихся и дайковых пород, в том числе такие, как баркевикитовые авгититы, базальты и порфириты, разнообразные диабазы, в первую очередь диабазы со стекловидным плагиоклазом с берегов реки Кальмиуса, и ряд других пород.

В результате этих новых данных меняется стратиграфическая классификация кристаллических пород украинской кристаллической полосы, а вместе с тем изменяются и представления о возрастных отношениях между магматическими породами, входящими в состав ее. Новая схема стратиграфии и этапов магматических процессов на этой территории приобретает следующий вид.

I. Наиболее юные породы. Конец палеозоя — *начало мезозоя.*

1. Глубинные магматические породы:

a) Юго-восток Украины — щелочные граниты, нордмаркиты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты с мариуполитами.

b) Северо-запад Украины — осницкие граниты и родственные им сиениты и другие породы.

2. Излившиеся и дайковые породы:

a) Юго-восток Украины — баркевикитовые авгититы, базальты и порфириты, мончикиты и камптониты, сельвсбергиты, тингуаиты, диабазы (частью), андезиты, порфириты (частью), андезито-базальты и андезито-трахиты, трахиты, кварцевые порфиры (частью) и другие. Диабаз Исачек.

b) Северо-запад Украины — разнообразные дайковые породы, базальты и диабазы, волыниты, порфиры и кварцевые порфиры (частью) и другие.

II. Юные докембрийские (иотнийские) породы (возможно, начала палеозоя): Габбро-норитовые породы юго-востока Украины (Приазовские), Черкассы Новомиргородского массива, Киево-Волынского массива (северо-запада Украины).

Рапакиви Приазовского массива, среднеукраинского (Черкассы-Новомиргородского) и северо-западного массива; ортитовые красные граниты Приазовского массива.

Овручские кварциты.

Перерыв.

III. Саксаганская группа: Криворожская свита с железистыми кварцитами и железными рудами.

Перерыв.

IV. Тетерево-бугская группа:

a) графитово-гнейсовая свита Мариуполь-Бердянского района;

b) осадочная свита Криворожья с графитовыми гнейсами, кристаллическими известняками;

c) осадочная свита Побужья с графитовыми гнейсами, кристаллическими известняками, железо-марганцевыми рудами.

Массивы серых гранитов типа Коростышевского, Житомирского, Антоновского, Кировского.

Перерыв.

V. Чарнокитовая группа: Чарнокитовая серия магматических пород Подолии и Криворожья.

Перерыв.

VI. Бердичевская группа. Гранатово-кордиеритовые породы, ингулецкий гнейс, инъекция гранитов.

Перерыв.

VII. Днепропетровская группа. Мигматиты и инъецированные гнейсы, метабазиты, биотитовые гнейсы гнейсы (Ерки Звенигородка) — Катархей.

На территории украинской кристаллической полосы мы встречаем следующие главные петрографические провинции.

1. Провинция волынских габбро-норитовых пород с габбро-сиенитами (монцонитами) и рапакиви.
2. Такая же провинция габбро-норитовых пород средней Украины.
3. Провинция мариупольских габбро-норитовых пород.
4. Чарнокитовая провинция Подолии.
5. Чарнокитовые провинции, Чигиринская и Криворожская.
6. Гранодиоритовые провинции севера Украины.
7. Мигматитовая провинция Бердичевская.
8. Мигматитовая провинция средней и южной Украины.
9. Щелочная гранито-нефелин-сиенитовая провинция юга Украины.

Габбро-лабрадоритовая провинция северо-запада Украины

Габбро-лабрадоритовая провинция северной части Украины охватывает значительную площадь, на которой входящие в ее состав породы образуют отдельные участки; на этих участках развиты породы, которые, судя по их минералогическому и химическому составу и структурным особенностям, составляют одно целое; они близки друг к другу не только в минералого-химическом отношении, но и в отношении их возраста.

Исследования этих пород показали, что мы имеем здесь сложный петрографический комплекс, сравнительно юного возраста, обычно параллелизуемый по возрасту с иотнийскими образованиями Фенноскандии. Во всяком случае породы, входящие в состав этой группы, генетически связанные друг с другом, отличаются тем, что они прорывают все другие кристаллические породы и в то же время не обладают признаками катакластической структуры, т. е. они не были затронуты горообразующими процессами; следовательно, они образовались после того, как тектонические процессы на территории этой части кристаллической полосы Украины почти закончились.

Породы, относимые к данной петрографической провинции, представлены несколькими типами их:

1. Габбро-лабрадоритовые породы (габбро-оливиновые и безоливиновые, габбро-нориты оливиновые и безоливиновые, нориты оливиновые и безоливиновые, форелленштейны, лабрадориты);
2. Габбро-пироксенитовые породы (монциниты), пироксеновые сиениты и др.;
3. Породы группы рапакиви;
4. Рапакивидные граниты типа Коростенского, частью габбро-граниты (кварцевые монциниты).

Главный массив пород этой провинции расположен в самой северной части Украины, главным образом на Волыни; второй массив пород того же типа располагается южнее, в районе м. Городища к западу от

Черкасс на северо-западной окраине кристаллического массива и в районе Новомиргорода, в южной части Киевской области.

Оба района характеризуются, между прочим, тем, что в них одновременно выступают как типичные габбро-лабрадоритовые породы, так и тесно связанные с ними породы группы рапакиви.

Габбро-лабрадоритовые и габбро-сиенитовые породы. Плагиоклазовые габбро-лабрадоритовые породы, как и теснейшим образом связанные с ними различ. это г да ортоклазовые породы, в том числе и монцониты, изучались рядом петрографов. Одними из первых дали довольно ясную петрографическую характеристику этих пород, частью и химическую, Миклухо-Маклай (1890) и затем И. Морозевич (1893).

Особенно детально изучил их Тарасенко, который в 1895 г. опубликовал монографию по габбро-норитовым породам Волыни, а несколько позже также частично описал аналогичные породы южного массива (окр. Городища); породы последнего района описал более детально В. И. Лучицкий (1912). Дополнительно изучал габбро-лабрадоритовые породы Волыни П. Н. Чирвинский (1925).

Область развития габбро-лабрадоритовых пород на Волыни занимает площадь около 700 *км*² (32 × 22 *км*) почти без перерывов по рекам Ирше с Иршицей, Тростянице и Быстриевке; форма массива в общем изометричная; сам массив окружен почти со всех сторон площадями развития двух основных типов гранитов: более древних — житомирских и более юных — коростенских. Кроме того, имеется два небольших массива — лабрадорита — в районе Ушомира и далее на северо-восток, северо-восточнее Искорости, габбро на р. Уже, около ст. Бехи и сел Михайловка и Васьковичи.

Район имеет довольно ровную поверхность с неглубоко врезавшимися долинами рек; в области развития габбро-лабрадоритовых пород наблюдается поднятие высоты до 150 *м* над уровнем моря, а в районе развития гранитов — до 200 *м*.

Сопоставление данных прежних исследований наряду с собственным изучением этого массива дало П. И. Лебедеву (1934) возможность установить признаки зонарного сложения главного массива; именно в центральной части он образован преобладающими лабрадоритами, по краям располагаются отдельные вытянутые параллельно краям массива широкие полосы преобладающих габбро-норитовых пород и, наконец, по краям в непосредственном контакте с гранитами коростенского и житомирского типа залегают габбро-сиениты (монцониты), которые названы П. И. Лебедевым «чарнокитами». Резко отличный характер этих пород от чарнокитов других частей Украины и отличные возрастные отношения не дают мне основания относить эти породы к тем же чарнокитам, так как для них характерно одновременное присутствие ортоклаза и основного плагиоклаза; удобнее называть их просто монцонитами.

Как указано было выше, такое распределение трех групп пород габбро-лабрадоритового массива является только приблизительным, так как и среди участков пород определенного состава присутствуют более мелкие участки также и других пород той же группы; в ряде мест присутствуют также и участки красных гранитов. Относительное распределение пород разного состава характеризуется тем, что преобладают лабрадориты, занимающие площадь свыше 500 *км*² из

700 *км²* общей площади. Относительные площади распространения габбро-норитовых пород и монцонитов примерно одинаковы.

Площадь Ушомирского лабрадоритового массива равна приблизительно 25 *км²*, а Межиричского габбрового массива — около 50 *км²* (рис. 1).

В ряде мест главного массива можно наблюдать самые постепенные переходы между породами различных типов — от габбровых пород до сиенитов и от габбровых же пород до лабрадоритов; в результате все указывает на тесную генетическую связь между породами этого массива.

Габбро-норитовые породы обладают довольно разнообразным химическим и минералогическим составом.

Это обычно темносерые до почти черных совершенно свежие породы, реже более светлые, в состав которых входят главным образом полевые шпаты, диаллаг, гиперстен, оливин, ильменит, обычно отличающиеся исключительной свежестью, причем полевой шпат в ряде случаев носит почти микротиновый характер.

Полевошпатовая часть представлена обычно почти исключительно плагиоклазом, реже с примесью ортоклаза. По данным В. Е. Тарасенко, плагиоклаз близок к № 52—64, по моим исследованиям в ряде случаев относится также и к № 48 и даже меньше.

Пироксен представлен главным образом диаллагом, нередко также и гиперстеном с ясно заметным плеохроизмом. В ряде случаев присутствует также оливин, близкий к гортонолиту. В зависимости относительных количеств этих минералов получаются указанные выше разновидности габбровых пород данного массива. Обычно присутствует часто, как существенная составная часть, — ильменит с 31% TiO_2 и небольшим содержанием V_2O_5 (0,12%—0,90%).

Идиоморфизм плагиоклаза непостоянен; в некоторых случаях он частично идиоморфен, но чаще обладает одинаковой степенью идиоморфизма с диаллагом.

Взаимные отношения минералов характерны: оливин по большей части идиоморфен или сильно разъеден, окружен оболочкой из гиперстена, последний нередко в свою очередь обрастает диаллагом. Вполне отчетливо выступает следующая последовательность образования и взаимного замещения минералов:

Оливин (серпентинизированный) → гиперстен, перерыв, → диаллаг → роговая обманка.

В некоторых случаях присутствует также биотит, но обычно в небольшом количестве. Он является последним продуктом преобразования магнезиально-железистых минералов и часто прорастает неправильными зернами ильменита, иногда образующими вокруг него также небольшие каемки.

Относительные содержания оливина и лабрадора иногда возрастают сравнительно с другими минералами, и получается типичный форелленштейн (троктолит).

С другой стороны, при обеднении цветными компонентами, вплоть до содержания их всего 10% и менее, получаются лабрадориты, занимающие, как указано выше, крупные, почти непрерывные площади.

Среди лабрадоритов В. Е. Тарасенко выделил: 1) оливин-диаллаговые и 2) гиперстеновые с ильменитом.

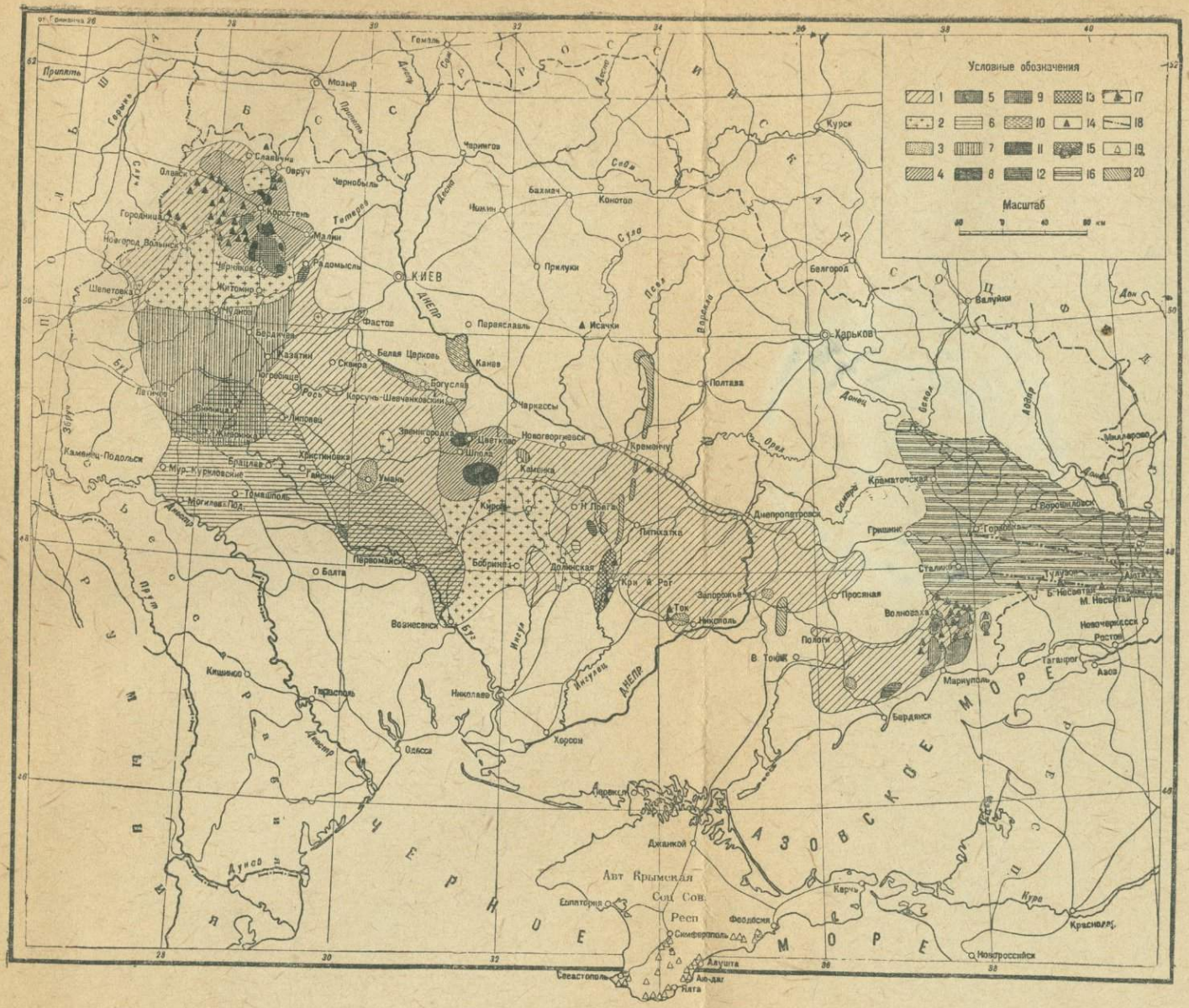


Рис. 1. Петрографическая карта Украины 1935.

1—мигматиты (гранито-гнейсы) и граниты; *2*—граниты коростышевско-житомирского типа; *3*—отдельные массивы гранитов различных типов; *4*—рапакиви и гранофировые граниты; *5*—щелочные граниты и сиениты; *6*—чарнокиты; *7*—гранатово-кордиеритовые породы (граниты); *8*—габбро и нориты; *9*—лабрадориты; *10*—габбро-сиениты и пироксеновые сиенаты; *11*—нефелиновые сиениты и мариупольиты; *12*—графитовые гнейсы и известняки (тетерово-бугская свита); *13*—железорудные кварциты (саксаганская свита); *14*—вулканические породы; *15*—район каневской дислокации; *16*—область выходов каменноугольных и пермских отложений; *17*—выхода руд ртути, свинца и цинка; *18*—основные тектонические линии; *19*—выхода вулканических пород в Крыму; *20*—районы развития магнитных аномалий.

Зак. 1010. Петрографические провинции СССР

Лабрадориты отличаются особенно большим содержанием крупных кристаллов плагиоклаза в северной и центральной частях главного массива; по мере передвижения к югу и западу лабрадориты обычно обогащаются цветными компонентами. Следует, однако, отметить, что и распределение более богатых темными компонентами и более бедных ими лабрадоритов не вполне закономерно, и в значительной степени пятнистое. При этом разнообразие состава пород увеличивается в участках, особенно обогащенных цветными составными частями с переходом в таких местах лабрадоритов в габбро-норитовые породы.

В связи с тем, что в лабрадоре обычно присутствуют закономерно расположенные мелкие игольчатые кристаллики ильменита, лабрадор обычно имеет почти черную окраску с прекрасной синей, голубой, зеленой и золотистой игрой цветов.

Кристаллы лабрадора с прекрасной игрой цветов достигают иногда 10 *см*. Ильменит в лабрадорите образует также и неправильные крупные зерна, выполняющие пустоты; иногда присутствует биотит.

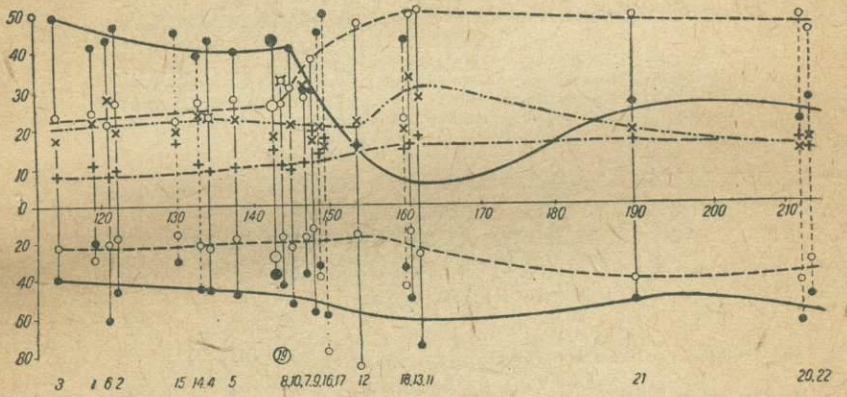


Рис. 2. Вариационная диаграмма (по Ниггли). Габбро-лабрадоритовые породы северо-западной части Украины (Волынь) № 1—22.

Темно окрашенные, почти черные, лабрадориты пользуются широким распространением главным образом в южной части массива, где они и добываются в каменоломнях Горбылева, Слипчица, Головина, Каменного Брода и др.

Значительно меньшую роль играет светло окрашенный лабрадорит, лабрадор которого отличается отсутствием иголочек ильменита. Он среднезернистый, сероватый; лабрадор часто дает замечательно красивый голубой отлив, обычно размеры зерен в нем 1—3 *см*, иногда и до 10 *см*. Особенно красивый светлый с голубым отливом лабрадорит имеется в Новом Бобрике около ст. Турчинка.

Наряду с первичными минералами в лабрадоритах присутствуют также и вторичные: кальцит, цеолиты, гизингерит, кварц и др. П. И. Лебедев предполагает возможность того, что биотит с ильменитом являются продуктами пневматолиза.

Лабрадор как в лабрадоритах, так и в габбро-норитовых породах колеблется между № 50 и 60, по моим наблюдениям, спускаясь в лабрадоритах иногда до № 48 и несколько ниже; нередко обнаруживает зонарную структуру, обычно слабо выраженную.

Геологическ... Арм Филиал Академ...

Интересна отмеченная П. И. Лебедевым закономерность в расположении ирризирующих голубым цветом поверхностей в каменоломнях Н. Бобрика; именно, ирризирующие плоскости обычно параллельны вертикальным плоскостям отдельности; наоборот, в карьерах Голови-

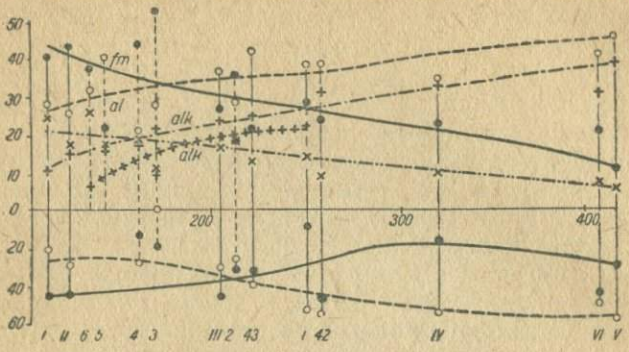


Рис. 3. Вариационная диаграмма (по Ниггли) глубинных и жильных пород северо-западной части Украины (Волынь).

I—габбро; *II*—габбро-сиениты и пироксеновые сиениты; *III*—диориты; *IV*—основные рапакиви; *V*—гранофировые и близкие к ним граниты; *VI*—кислые рапакиви-граниты; 1—6 дайковые породы Волыни 42—Житомирский гранит.

на — горизонтальной плоскостью. Это имеет существенное значение при добыче монолитов этой ценной породы.

Относительное количество ирризирующих кристаллов неодинаково. Так, по П. И. Лебедеву, в Горбылевском карьере на 1 $м^2$ поверхности имеется несколько десятков ирризирующих синим цветом кристаллов, в то время как в Торчине — на 1,5 $м^2$ попадается всего 2—3 таких кристалла лабрадора.

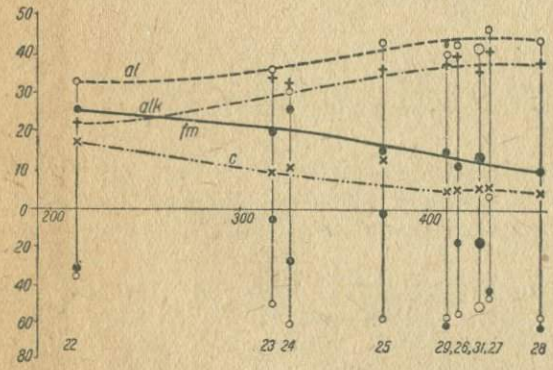


Рис. 4. Вариационная диаграмма (по Ниггли). Кислые породы северо-западной части Украины (Волынь) 22—31.

Причина самой ирризации обусловлена присутствием закономерно расположенных мелких, 0,65 *мм* длины, буроватых пластинок, вероятно ильментиа. Кроме них, присутствуют также закономерно расположенные непрозрачные, игольчатые, пластинчатые кристаллики того же ильменита.

Одновременно присутствуют также и антипертитовые вростки.

В состав лабрадоритов, кроме того, входят цветные минералы, главным образом диаллаг и оливин, частью и другие, а также немного микропертита.

Нередки также мирмекитовые взаимные прорастания полевого шпата и червевидного кварца, окружающих часто в виде тонкой обо-

лочки зерна оливина. Иногда наблюдаются также своеобразные обрастания одних минералов и минеральных образований другими, именно: более или менее сильно растворенные кристаллы оливина окружены оболочкой из мирмекита, который, в свою очередь, окружен оболочкой из радиально-лучистого агрегата (лабрадориты Поромовки).

Согласно П. Н. Чирвинскому количественный минералогический состав ряда пород габбро-лабрадоритовой группы может быть представлен следующей таблицей (табл. 1).

Таблица 1

Минералогический состав габбро-лабрадоритовых пород Волыни (по П. Н. Чирвинскому)

	Оливиновое габбро						Оливиновый норит				
Плагиоклаз	56,2	57,2	56,5	57,1	58,8	58,9	65,7	65,6	66,4	76,8	81,2
Пироксены (диаллаг, гиперстен)	25,3	27,9	26,6	36,1	28,1	30,1	19,0	17,9	18,8	13,1	14,2
Оливин	0,8	3,9	6,7	—	10,2	1,8	10,23	8,7	4,7	7,5	0,5
Роговая обманка	4,3	0,01	—	—	—	0,2	—	6,3	—	—	—
Биотит	2,0	1,1	0,2	0,1	0,4	0,8	1,4	0,4	1,3	0,7	0,6
Титано-магнетит	7,4	7,8	7,9	6,7	1,7	7,6	2,6	5,2	8,7	1,3	2,1
Ортоклаз	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7
Кварц	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	1,9	1,8	1,7	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	0,1	0,4	0,7
Пирротин	0,5	0,2	0,4	—	0,6	0,4	0,5	—	—	0,1	—

	Норито-лабрадорит				Лабрадорит		
Плагиоклаз	85,6	85,2	86,5	87,1	87,0	88,3	98,0
Пироксен (диаллаг, гиперстен)	7,5	8,0	2,4	3,2	3,4	10,3	1,6
Оливин	4,3	3,8	10,7	9,0	6,6	0,7	0,1
Роговая обманка	—	—	—	—	0,3	0,02	—
Биотит	0,8	0,6	0 1	0,4	0,1	0,02	—
Титано-магнетит	0,8	2,1	0,1	0,4	2,5	0,5	0,4
Ортоклаз	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	0,4	—	—	—	—	—	—
Апатит	0,4	0,2	—	—	—	0,1	—
Пирротин	0,2	0,1	0,1	—	0,02	0,7	—

Среди габбро-лабрадоровых пород Волыни встречаются также и своеобразные пегматитовидные выделения; однако, они врядли могут быть отнесены к чисто магматическим образованиям в связи со своеобразием их состава. Так, местами (лабрадориты Поромовки) в них присутствуют крупные включения кальцита или агрегата кальцита и кварца. В оливиновом габбро с. Горощечки на р. Ирша присутствуют шарообразные скопления цеолитов с радиально-лучистым сложением,

Таблица 2

Химический состав магматических пород габбро-лабрадорит-рапакиви провинции северо-запада Украины

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Fe_2O	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	46,38	4,20	15,62	6,23	10,04	0,17	1,96	8,10	3,09	1,77
2	49,13	1,61	18,48	0,41	11,69	0,15	5,77	7,42	3,08	1,09
3	47,73	4,04	13,33	0,68	14,99	0,30	5,63	7,41	2,77	1,17
4	50,14	2,47	15,65	1,06	10,11	0,20	5,05	8,62	2,85	1,19
5	50,56	2,43	17,67	1,04	8,79	0,25	4,77	8,25	3,23	0,93
6	51,09	2,15	15,46	1,10	7,48	сл.	7,80	11,45	2,15	1,06
7	52,44	2,34	17,92	2,26	7,19	—	2,61	10,78	3,23	1,09
8	53,17	2,63	17,00	1,47	7,33	—	3,40	11,35	3,48	0,92
9	53,26	0,71	22,78	6,27	—	—	3,90	5,40	5,95	1,21
10	53,44	1,48	18,94	1,07	7,65	—	5,33	7,20	2,88	1,21
11	53,40	—	28,27	0,73	—	—	0,90	8,60	4,38	2,56
12	53,80	—	28,15	0,86	—	—	3,07	7,10	4,70	1,22
13	54,40	—	28,00	0,80	—	—	0,40	10,20	4,47	0,60

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	2,1	4,3	1,7	1 : 4,9	61,0	3,7	4,5	11,8	7,3
2	2,7	4,5	1,6	1 : 8,8	55,2	2,0	5,7	12,7	7,0
3	4,0	6,3	1,8	1 : 9,6	55,3	2,1	2,7	15,2	7,8
4	3,0	5,6	1,9	1 : 8,4	57,3	2,4	3,9	13,7	7,6
5	3,2	4,8	1,5	1 : 8,5	53,4	2,1	3,8	14,1	8,4
6	3,4	5,5	1,7	1 : 12,5	55,3	1,6	3,8	14,6	—
7	2,2	4,7	1,8	1 : 5,8	57,7	2,9	5,2	11,2	8,1
8	2,6	5,2	1,9	1 : 6,3	57,1	2,8	4,4	12,8	—
9	1,6	3,9	1,7	1 : 2,4	57,1	—	—	—	—
10	2,2	4,7	1,8	1 : 7,2	59,4	2,7	6,8	11,5	—
11	1,0	3,1	1,8	1 : 1,9	61,49	6,5	10,1	3,4	—
12	1,0	3,2	1,6	1 : 2,5	60,9	4,5	7,5	8,0	—
13	1,0	3,5	1,7	1 : 2,5	62,2	5,4	12,6	2,0	—

Продолжение табл. 2

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	24,4	42,4	22,4	10,8	119	0,27	0,19	0,53
2	26,4	45,5	19,2	9,0	122	0,19	0,46	0,42
3	23,9	50,0	18,1	8,0	116	0,22	0,38	0,37
4	23,6	43,8	23,5	9,1	134	0,22	0,44	0,54
5	27,0	40,5	22,7	9,8	138	0,17	0,47	0,56
6	21,0	43,2	28,1	7,7	121	0,21	0,62	0,65
7	28,5	29,8	31,1	10,4	147	0,19	0,36	1,04
8	26,1	32,0	31,6	10,3	144	0,15	0,42	0,99
9	37,1	29,3	15,8	17,8	148	0,12	0,55	0,54
10	29,5	40,5	20,6	9,4	145	0,22	0,52	0,51
11	50,5	5,5	27,5	17,6	162	0,28	0,74	5,00
12	47,5	15,3	21,8	15,4	154	0,15	0,86	1,43
13	49,4	5,6	32,7	14,2	162	0,08	0,50	9,0
14	26,7	39,7	23,4	10,2	133	0,20	0,44	—

1. Габбро. Поромовка (Лебедев). 2. Форелленштейн. Рудня Гацковская, р. Иршица (Тарасенко). 3. Оливиновое габбро. Горощечки (Он же). 4. Оливиновый габбро-норит. Горошки, р. Ирша (Он же). 5. Оливиновый норит. Там же (Он же). 6. Оливиновый габбро-норит. Головин (П. Чирвинский). 7. Оливиновый габбро-норит Горбылев (Он же). 8. Оливиновое габбро. Поромовка (Он же). 9. Оливиновое габбро. Ниже с. Добрыня. (Матковский). 10. Форелленштейн. С. Воровская (П. Чирвинский). 11. Норит р. Шестень. Овручский район Хломирский массив (Морозевич). 12. Норит среднезернистый. Там же (Он же). 13. Лабрадорит. Турчинка (Он же). 14. Среднее из анализов 1—10.

а также агрегаты кальцита. Другой характер, более близкий к пегматитовым образованиям, носят жильные массы, описанные Гаврусевичем, присутствующие среди габбро-норитовых пород Каменного Брода с. Горбылева и состоящие из ортоклаза и кварца в пегматитовом взаимном прорастании с примесью биотита. В миаролитовых пустотах присутствуют ортоклаз, кварц, морион и гизингерит.

В карьере Падеревского в Поромовке имеются жилообразные зеленовато-серые выделения пегматито-гранитовой породы (Чирвинский, 1914).

Кроме того, здесь же в лабрадоритовой породе присутствуют шлиры габбро-норита, в которых, в свою очередь, находятся шлировые выделения агрегатов ромбического пироксена и связанных друг с другом титанистого железняка и биотита, а также титанистого железняка и щелочного амфибола. Присутствуют также оливин и гизингерит. Судя по тому, что эти пегматитовидные образования обладают особенно крупными размерами, можно думать, что видную роль в их образовании играли пневматолитические процессы.

Здесь имеется своеобразный парагенез.

1. Кварц, кальцит, пирротин;
2. Амфибол, апатит;

3. Титанистый железняк, биотит, щелочной амфибол, гиперстен, оливин, гизингерит;

4. Титанистый железняк, апатит.

В миаролитовых пустотах лабрадорита Каменного Брода, по Гаврусевичу, парагенез следующий:

5. Кварц белый в виде кристаллов типа Дофине, дымчатый кварц, ортоклаз, аметист, гизингерит — бурая глина.

Из описания и минералогической характеристики всей серии горных пород габбро-лабрадоритовой группы следует, что все они характеризуются присутствием в них одних и тех же минералов, но в различных относительных количествах.

Как видно из проекции Озанна и Ниггли, в химическом отношении они также близки друг к другу и представляют одну генетическую группу продуктов.

При сопоставлении данных химических анализов по схеме Ниггли совершенно ясно выступает теснейшая генетическая связь друг с другом ряда пород главного габбро-лабрадоритового массива; в то же время видно, что породы Ушомирского массива отличаются несколько большим содержанием щелочей (*alk*). Одновременно видно, что к этим породам близок лабрадорит Турчинки, характеризующийся сравнительно небольшой величиной *alk*. К этой же группе пород относятся и породы ниже Добрыня (судя по анализу Матковского), хотя она и отнесена к оливиновому габбро.

Характерно также то, что форелленштейн отличается малой величиной *c*. Точно также при наложении данных анализов на схему Озанна получается та же явная связь между всеми габбровыми породами Волыни, образующими явно одну генетическую группу, среди которой резко выделяются лабрадориты.

Группа габбро-сиенитовых пород Волыни

Группа габбро-сиенитовых пород, как она была названа установившим ее присутствие на Волыни и в других местах Украины Тарасенко (1895), охватывает породы, теснейшим образом генетически связанные с предыдущей группой как по месту нахождения и развития этих пород, так и по тому общему минералогическому составу, который характерен для пород как габбро-лабрадоритовых, так и габбро-сиенитовых. В то же время имеются и общие характерные черты химического состава. Макроскопически они очень сходны с габбровыми породами и часто от габбро-лабрадоритовых пород в поле не отличимы.

Эту группу пород Безбородько Н. И. (1930) относит к монцонитам, в то время, как Лебедев П. И. (1934) — к чарнокитам.

В минералогическом отношении эти породы характеризуются следующими особенностями. Состав их очень близок к составу габбро-лабрадоритовых пород с тем отличием, что в них видную роль играет, с одной стороны, калиевый полевой шпат, с другой, — роговая обманка.

Для понимания генетической связи этих пород с габбро-лабрадоритовыми, с одной стороны, и с гранитными породами, близкими к ним, — с другой, большое значение имеет выяснение особенностей характера отдельных минералов, входящих в их состав.

Плагиоклаз в них более кислый, чем лабрадор и, как показал Тарасенко, по мере увеличения содержания в породе кремнекислоты, со-

держание в плагиоклазе анортита уменьшается. Отношение *Ab* к *An*, согласно ему (1895, стр. 253), следующее:

Форелленштейн из Гацковской рудни	1 : 1,18 № 54
Оливиновый норит Горошек	1 : 1,05 № 51
Оливиновый габбро-норит Горошек	1 : 1,01 № 50
Оливиновый габбро Горощечек	1 : 0,81 № 45
Оливиново-пироксеновый сиенит Горошек	1 : 0,76 № 43
Габбро-сиенит Горошек	1 : 0,71 № 41
Пироксеновый сиенит Горошек	1 : 0,54 № 35

т. е. по мере увеличения содержания калиевого полевого шпата плагиоклаз становится все более кислым и достигает в пироксеновом сиените Горошек состава андезина № 35.

Калиевый полевой шпат в пироксеновых сиенитах представлен ортоклазом с вростками альбита, микропертитом, частью переходящим в криптопертит, и образует главную составную часть их. Пироксен представлен главным образом диаллагом, $c : N_g = 45°$, иногда в закономерном срастании с гиперстеном. Минерал окрашен частью в зеленоватый цвет, иногда в желтоватый, на подобие гиперстена.

Гиперстен характеризуется отношением $MgO : FeO = 2{,}06 : 1$ (лабрадорит Турчинки).

Роговая обманка частью образует каймы вокруг пироксенов и обладает резко выраженным плеохроизмом от зеленовато-бурого до темно-бурого и до зеленовато-желтого (N_p), иногда с несколько иными оттенками. Угасание $c : N_g = 15—20°$.

Биотита сравнительно мало.

Взаимоотношения цветных минералов отвечают реакционной серии Боуена. Наиболее ранний оливин часто присутствует в виде остатков растворения в зернах пироксена, который, в свою очередь, частью разъеден и замещен роговой обманкой; наконец, последним образованием является биотит.

Довольно часты в породах идиоморфный титанит и рудные минералы, представленные главным образом ильменитом, а частью пирротином. Присутствует также апатит.

Характерно то, что серия цветных минералов тождественна с той, которая присутствует и в габбро-лабрадоритовой серии.

Совершенно отчетливо выступает тождество минералогического состава с составом габбро-норитовых пород, но с иным относительным количеством минералов и присутствием в серии габбро-сиенитов большого количества ортоклаза; частью появляется также и кварц.

Структура пород гипидиоморфно-зернистая, переходная от диабазовой структуры габбро-норитовых пород, в которых лишь редко проявляется, к структуре следующей гранитной группы.

Породы, относящиеся к габбро-норитовой (габбро-лабрадоритовой) и габбро-сиенитовой группам, как видно из данных перечислений анализов, нанесенных на диаграммы, генетически тесно связаны друг с другом, причем имеются и некоторые характерные разрывы в их составе. В группе габбро-лабрадоритовых пород наблюдается скачок дифференциации, судя по величине *si*, близкой к 145, когда резко выражены величины *alk* и *al;* в этой же группе имеются породы, для которых величина *si* характеризуется цифрами от 115 до 125 и от 130 и 135 и нет пород с величинами $si = 125—130$ (табл. 3, рис. 2, 3, 4).

Таблица 3

Химический состав средних и кислых магматических пород габбро-лабрадоритово-ранакиви провинции Волыни

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
15	51,82	1,05	14,76	15,17		—	3,62	7,04	5,43	1,37
16	52,20	2,55	14,67	1,83	11,51	сл.	3,48	6,69	3,04	2,49
17	54,09	19,46		6,19	5,20	0,64	6,31	5,26	1,03	2,12
18	54,50	2,18	13,67	0,63	11,44	0,21	3,45	6,41	2,97	3,07
19	51,55	1,89	15,77	4,10	9,10	0,49	3,59	6,09	3,82	2,09
20	60,90	—	19,46	2,96	—	—	2,55	3,60	4,58	4,78
21	59,21	—	22,77	5,27	—	—	2,62	5,22	3,59	2,78
22	63,07	17,16		6,83	—	—	1,45	4,67	4,23	3,08
23	69,03	—	13,84	1,70	3,41	—	0,12	1,85	3,89	5,51
24	71,00	—	10,88	5,35	—	—	0,90	2,00	2,70	6,26
25	71,65	—	14,08	1,37	2,18	—	0,05	0,66	3,15	6,12
26	73,43	—	13,31	0,50	1,45	—	0,18	1,20	3,00	6,64
27	74,46	—	14.00	—	0,50	—	0,19	1,05	3,96	5,10
28	75,41	0,31	12,42	1,18	1,10	0,03	0,09	0,93	2,80	5,63
29	74,16	—	12,58	0,95	1,85	—	0,11	0,87	2,99	5,90
30	75,06	—	12,51	1,02	1,28	—	0,11	0,60	2,95	5,59
31	74,91	0,30	12,80	1,44	1,33	—	0,27	0,94	3,24	5,12

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
15	3,2	5,5	1,8	1 : 3,9	57,0	4,0	3,0	13,0	8,6
16	2,9	5,8	2,0	1 : 5,1	59,9	3,3	3,0	13,7	6,5
17	1,85	3,9	1,6	1 : 3,7	59,6	1,7	4,0	14,3	—
18	3,1	6,8	2,2	1 : 4,4	61,7	3,6	2,4	14,0	5,9
19	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1,2	4,8	2,3	1 : 1,1	69,1	9,5	4,9	5,6	—
21	1,0	4,1	2,0	1 : 1,9	67,1	5,8	6,1	8,1	—
22	1,5	5,7	2,5	1 : 1,8	67,3	6,8	4,6	8,6	6,8
23	1,0	7,9	3,6	1 : 5,1	76,6	11,3	1.3	7,4	5,1
24	1,2	8,4	4,0	2 : 1,0	79,3	10,9	0,0	9,1	—
25	1,1	8,1	4,0	2 : 7,1	79,1	16,8	1,7	1,5	5,0
26	1,2	9,1	4,3	2 : 9,1	80,7	14,2	1,5	4,3	4,7
27	1,1	9,0	4,4	3 : 7,1	80,8	15,0	2,4	2,6	5,3
28	1,1	9,7	4,7	3 : 0,1	82,9	15,0	2,0	3,0	3,0
29	1,2	9,6	4,5	2 : 5,1	81,3	13,8	1,5	4.7	4,3
30	1,0	9,7	4,8	3 : 7,1	82,5	13,2	1,3	5,5	4,4
31	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл.

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
15	21,6	44,5	18,6	15,3	130	0,15	0,30	0,42
16	23,7	44,3	19,7	12,9	148	0,37	0,32	0,44
17	28,4	50,0	15,4	16,2	150	0,58	0,51	0,31
18	23,0	43,5	19,6	13,9	161	0,41	0,34	0,45
19	25,2	43,5	17,8	13,5	144	0,27	0,34	0,41
20	39,6	21,2	13,2	26,0	212	0,41	0,63	0,62
21	39,4	25,8	18,3	17,0	190	0,39	0,50	0,72
22	34,4	25,8	17,1	22,7	214	0,30	0,28	0,66
23	37,2	19,9	9,2	33,7	318	0,48	0,04	0,46
24	31,2	26,0	10,5	32,3	325	0,60	0,26	0,40
25	43,4	15,8	14,2	36,6	375	0,57	0,02	0,90
26	43,8	11,2	5,4	39,6	415	0,53	0,16	0,48
27	47,8	4,2	6,5	41,5	430	0,45	0,42	1,56
28	44,5	11,3	5,8	38,4	459	0,57	0,65	0,51
29	41,3	16,7	5,0	37,0	411	0,57	0,60	0,30
30	47,0	11,8	3,8	40,4	415	0,58	0,09	0,32
31	43,0	15,1	5,5	36,4	431	0,51	0,18	0,37

15. Порода, переходная между габбро и сиенитом. Р. Добринка (Матковский). 16. Габбро-сиенит. Горощечки (Тарасенко). 17. Оливиново-амфиболово-пироксеновый сиенит. Буки. (П. Чирвинский). 18. Пироксеновый сиенит. Горощечки р. Ирша. (Тарасенко). 19. Среднее для 7 анализов габбро-сиенитов и пироксеновых сиенитов. 20. Роговообманковый гранит. Тригурье. р. Тетерев (Морозевич). 21. Габбро-гранит. Фрисарка, р. Тетерев (Морозевич). 22. Пироксеновый сиенит-диорит с кварцем. Глебочка; правый приток Тетерева (Матковский). 23. Розовый радомысльский рапакиви (В. И. Лучицкий). 24. Темнокрасный гранофировый гранит, Андреев на р. Тростянице. 25. Биотитовый гранофировый гранит. Коростень (Н. И. Безбородько). 26. Порфировидный гранофировый гранит Малин (В. И. Лучицкий). 27. Биотитовый гранит. Россоховка (Н. И. Безбородко). 28. Гранофировый красный гранит. Коростень (П. И. Лебедев). 29. Мелкоовоидный рапакиви. Гамарня около Малина (В. И. Лучицкий). 30. Безовоидный рапакиви гранит. Окр. Малина (В. И. Лучицкий). 31. Средний состав гранитов района габбро-лабрадоритовых пород.

Далее, характерно то, что габбро-пироксеновая группа заканчивается породами, для которых *si* равно 161, после чего наблюдается большой перерыв; первая дальнейшая порода характеризуется величиной *si*, равной 190 (габбро-гранит Фрисарки). Этот перерыв очень резкий, тем более, что далее идут иные породы — граниты, характеризующиеся уже совершенно иными величинами всех коэфициентов Ниггли, хотя они и непрерывно связаны с более основными породами. Это же резко выступает и на диаграмме состава пород по коэфициентам Ф. Ю. Левинсона-Лессинга; где габбро-лабрадоритовые и габбро-сиенитовые (монцонитовые) породы группируются около одной точки и резко отделены от группы пород более кислых, относящихся к гранитам и начинающихся группой пород, относимых к кварцевым диоритам, габбро-гранитам, сиенит-диоритам.

Промежуточное положение между монцонитовой и типично гранитовой группами занимают две породы, именно — розовый рапакиви (23) и гранит Коростеня (25).

Очень хорошо проявляются группировки пород Волыни в области габбро-лабрадоритово-сиенитового массива на схеме Озанна. Здесь совершенно отчетливо выступает совершенно обособленная группа габбро-лабрадоритово-сиенитовых пород, именно габбровых, габбро-сиенитовых и пироксеново-сиенитовых пород (монцонитовых) № 1—20, за исключением лабрадоритов. Особняком стоят лабрадориты с очень непостоянным содержанием главным образом цветных составных частей; особую группу образуют диоритовые породы Шестеня, близкие к лабрадоритам; выделяется совершенно обособленная гранитная группа разнообразного состава.

Все эти породы П. И. Лебедев классифицирует в следующем порядке:

I. Основная серия габбро-лабрадоритовых пород.

1. Группа габбро-норитов (оливиновых и безоливиновых).

2. Группа анортозитов (лабрадоритов), включая породы Шестеня.

II. Средняя серия. Чарнокитовые породы.

3. Основная группа чарнокитовой серии — габбро-сиениты, пироксеновые сиениты, кварцевые диориты Шестеня.

4. Средняя группа.

1) Кислая серия. Красные гранофировые граниты.

2) Средняя серия. Чарнокитовые породы, с подразделениями на:

а) среднюю группу чарнокитовых пород, с коэфициентом кислотности $a = 2{,}3—2{,}6$, устойчивым $RO = 1 : 2—1 : 6$, характерным для банатитов и сиенитов;

б) основная группа чарнокитовой серии (калиевые нориты);

в) кислая группа чарнокитовой серии, которая на Волыни представителей не имеет.

III. Основная серия. Габбро-лабрадоритовые породы.

1. Анортозиты (лабрадориты), включая часть пород Шестеня.

2. Габбро-нориты, оливиновые и безоливиновые.

Красные гранофировые граниты и рапакиви

Как указал впервые Тарасенко (1895), а позже подтвердил В. И. Лучицкий (1912), с габбро-норитовыми (габбро-лабрадоритовыми и монцонитовыми) породами тесно связаны гранофировые красные граниты, выделенные В. И. Лучицким под названием рапакививидных, очень близкие по своему петрографическому составу к рапакиви и неразрывно связанные с ними. В. И. Лучицкий указывал на теснейшую связь этих красных гранитов с рапакиви, а рапакиви и рапакивидных (гранофировых) гранитов — в возрастном отношении с габбро-норитовыми породами, определяя возраст этих пород как иотнийский, по аналогии с тем, что наблюдается в Фенноскандии. В состав серии пород, представленных гранофировыми рапакививидными гранитами и рапакиви, входят следующие породы:

1. Красные гранофировые граниты, выделенные Н. И. Безбородько под названием коростеньких гранитов, частью порфиродвиный россоховский тип Н. И. Безбородько.

2. Рапакиви и рапакививидные граниты.

Следует отметить, что обилие названий различных типов гранитов по названиям мест связано с тем, что граниты эти были недостаточно изучены и Н. И. Безбородько, и мной, почему в результате и получилась нерациональная терминология. По мере того, как граниты изучаются, местная терминология должна быть полностью исключена и заменена рационально петрографической характеристикой лишь с указанием в дальнейшем областей и районов развития соответствующих пород. В связи с этим совершенно не рациональна сложнейшая терминология, вводимая Н. И. Безбородько по местностям — «бугиты», «катабугиты», «украиниты», винницити» и т. д., когда возможно взамен этой запутанной терминологии применять рациональную петрографическую терминолотию.

Необходимо развивать работу по установлению отчетливой петрографической характеристики магматических пород, которая внесла бы ясность в наше представление о горных породах такого рода. Следует отметить, что магматические породы Украины до сих пор при всем их разнообразии изучены чрезвычайно слабо; в работах украинских петрографов желательно видеть наряду с обобщениями побольше фактического петрохимического материала.

Терминология, применявшаяся для гранофировых гранитов, разнообразна. Наиболее ценна и рациональна терминология В. Е. Тарасенко, так как она дает отчетливое представление о составе и структуре этих гранитов. И. Морозевич в своей терминологии опирался на своеобразное обогащение этих гранитов плавиковым шпатом, на присутствие роговой обманки и апатита, в то время как В. Е. Тарасенко обращал внимание не только на наличие роговой обманки, но и на характерные структурные особенности их, а именно — на гранофировую структуру, переходящую в некоторых фациях этих пород в микрогранитовую. Н. И. Безбородько применил вместо петрографических названий названия по местам развития — коростеньский, россоховский, пергинский граниты; первый и второй — «переходные к рапакиви», третий — на р. Перге — характеризуется признаками наличия катакластической структуры.

Массив рапакиви так называемого радомысльского типа (мелковоидные породы) располагается непосредственно к востоку от массива габбро-лабрадоритово-сиенитовых пород по берегам р. Ирши и ее притока Здривли к северу от Радомысля, около м. Малина, с. Гамарни, с. Чеповичи и других.

Рапакививидный красный гранофировый гранит Коростеня развит главным образом к северо-западу от того же массива, отчасти к западу и юго-западу от него, отделяя габбро-лабрадоритово-сиенитовый массив от биотитовых мелко-, средне- до крупнозернистых серых гранитов антоновско-коростышевского типа — по В. И. Лучицкому, житомирско-кировского типа — по Н. И. Безбородько.

В минералогическом отношении все эти породы очень близки друг к другу. Главной составной частью их является калиевый полевой шпат. В области развития рапакиви и типичных рапакивиобразных гранитов, в том числе и красных гранофировых гранитов, описанных в районе габбро-норито-сиенитового массива В. Е. Тарасенко, имеется всюду микроклин, в котором прекрасно выражена решетчатая структура и имеется большое количество крупных пертитовых вростков.

Такой же микроклин присутствует и в рапакиви, выступающем к северу от габбро-лабрадорито-сиенитового массива.

В описании этих гранитов из окрестностей Коростеня Н. И. Безбородько говорит о присутствии одновременно как ортоклаза, так и микроклина; однако, обычно преобладающую роль играет в составе этих пород не ортоклаз, а микроклин.

Пертитовые вростки обычно ленточные, ветвящиеся и аностомозирующие друг с другом, с постепенными переходами до пертитовых веретенообразных и волокнистых вростков, по составу приближающихся как к олигоклаз-альбиту, так и к альбиту.

На ортоклазовых вкрапленниках очень часто видно нарастание каймы, обогащенной гранофировым кварцем, выделяющимся одновременно с калиевым полевым шпатом в конце кристаллизации этих вкрапленников.

Кристаллографические очертания вкрапленников часто только слабо выражены; они обладают округлой формой как в типичных рапакиви, так и в рапакививидных гранитах.

Плагиоклаз представлен в рапакиви олитоклазом с переходом к олигоклаз-андезину до № 25—30.

Плагиоклаз образует частично более или менее идиоморфные зерна и в рапакиви слагает также и оболочки вокруг зерен микроклина при составе № 16—17.

Кварц присутствует в довольно большом количестве, притом в двух различных типах: в виде гранофировых вростков в калиевых полевых шпатах и в плагиоклазах и, кроме того, во второй генерации в виде неправильных аллотриоморфных зерен.

В рапакививидных гранитах, называемых В. Е. Тарасенко амфиболгранофировыми, видную роль играет роговая обманка. В выходах этих гранитов, расположенных к северо-западу от габбрового массива, преобладает биотит. В типичном рапакиви, в общем, оба минерала играют почти одинаковую роль при непостоянных их относительных количествах. Роговая обманка отличается довольно темной зелено- и буро-зеленой окраской, иногда изумрудно-зеленой на краях зерен, при угле угасания главной массы роговой обманки $c : N_g = 20°$. $N_g - N_p = 0{,}023$, $2V = 47°$. Одновременно, главным образом во внутренних частях зеленой роговой обманки, часто присутствуют то сплошными массами, то в виде радиально-лучистых агрегатов: бесцветная роговая обманка, киевит; $N_g = 1{,}710$, $N_p = 1{,}615$, $N_g - N_p = 0{,}045$, $c : N_g = 13° - 15°$, $2V = -80°$; он близок по своим оптическим свойствам грюнериту.

Иногда присутствует темно окрашенный биотит, полностью подчиненный роговой обманке, изредка также диаллаговый пироксен и очень редко внутри зерен роговой обманки и пироксена — оливин. В особенно большом количестве присутствует пироксен в стоящих особняком пироксеновых рапакиви (диаллаговые рапакиви с. Сычевки), в которых одновременно кварц играет второстепенную роль и породы приближаются к разностям, которые можно назвать рапакиви-сиенитами. В них пироксен представлен почти исключительно диаллагом, чрезвычайно сближающим этот тип пород с пироксеновыми сиенитами, которые в свою очередь тесно связаны с габбровыми породами. В диаллаге $N_g - N_p = 0{,}023$; $c : N_g = 40°$; $2V = +60°$.

Среди тех пород, которые входят в состав группы кислых пород,

связанных с габбро-лабрадорит-сиенитовыми породами, можно различать ряд типов:

1. Рапакиви мелкоовоидные: 1) микропегматитовый и 2) гранофировый
2. Диаллаговые рапакиви.
3. Безовоидные рапакиви-граниты.

Все три породы обычно окрашены в темнозеленый цвет, иногда (некоторые разновидности мелкоовоидного рапакиви) также розовый.

4. Красные гранофировые амфиболовые граниты (амфиболовые гранофиры) развиты частью в области самого габбрового массива и около него. Они обычно порфировидные, близкие по существу к рапакивиобразным гранитам.

5. Биотитовые граниты гранофировые (развиты в районе Коростеня); иногда они порфировидные. С рапакиви их сближает гранофировая структура.

Характерно для всех этих пород присутствие также различных, обычно небольших количеств плавикового шпата. Он присутствует в рапакиви и рапакививидных гранитах, а также в амфиболовых гранофировых гранитах (В. Тарасенко) и в гранитах северо-запада, в частности окр. Коростеня. В данной части Волыни имеется массив более древних пород — гнейсов, мигматитов и биотитовых серых гранитов житомиро-антоново-коростышевского типа (понимая под житомирским типом равномерно среднезернистую разность этого гранита, а под антоновским — мелкозернистый, равномерно зернистый, и под коростышевским или кировским — среднезернистый крупнопорфировидный), прорванных свитой более юных габбро-лабрадоритосиенитовых пород, гранофировых гранитов и рапакиви. Все эти более юные породы тесно связаны друг с другом особенностями минералогического состава и характеризуются наличием во всех типах пород диаллага, начиная от габбровых пород и кончая диаллаговыми рапакиви.

Таким образом, на основании как минералогических данных, так и данных химических устанавливается на территории Волыни, т. е. на северо-западе украинской кристаллической полосы, наличие определенной петрографической провинции с генетически непрерывным рядом магматических горных пород, начиная от наиболее основных и кончая наиболее кислыми, с крайне постепенными переходами между ними.

Весь этот комплекс обладает одним возрастом и занимает одну площадь. Они частью развиты без иных промежуточных пород и только местами разделены на незначительных сравнительно пространствах более древними породами, главным образом среднезернистыми серыми биотитовыми гранитами, так называемого житомирского типа Н. И. Безбородько, которые они прорывают. Ряд пород обладает весьма своеобразным минералогическим составом, как, например, ортоклазовое габбро, габбро-сиениты, пироксеновые сиениты и другие; для отдельных пород и групп их предлагаются названия, которые иногда несколько затрудняют установление ясных различий между этими породами и породами совершенно иного возраста и типа, развитыми в других местах, например в Подолии, — таким является термин чарнокиты, применяемый к части этих пород П. И. Лебедевым.

Правильнее всего применять те термины, которые прекрасно выражают особенности минералогического и химического состава этих пород, именно те, которые применены были Тарасенко, — ортоклазовое габбро, габбро-сиенит, пироксеновые сиениты и т. д. Они дают совершенно ясное представление о самой горной породе и связи ее с другими.

Генетический ряд магматических пород волынской габбро-лабрадоритовой провинции следующий:

I. Ультраосновная группа

Пироксениты

II. Основная группа

1) оливиновый норит, 2) оливиновый габбро-норит, 3) оливиновое габбро, 4) норит, 5) габбро-норит, 6) габбро, 7) лабрадориты (плагиоклазиты, анортозиты) или, что тоже, крайне лейкократовые (менее 10% цветных минералов) породы 1—6, 8) ортоклазовое габбро.

III. Средняя группа

1) габбро-сиенит, 2) пироксеновый сиенит, 3) диорит, 4) кварцевый диорит.

IV. Кислая группа

1) рапакивидные граниты (типа Коростеня), красные гранофировые граниты П. И. Лебедева, 2) амфиболовые гранофировые граниты (Тарасенко), 3) пироксеновое рапакиви, 4) рапакивидный гранит (с порфировидной структурой), 5) рапакиви.

Все эти породы генетически связаны друг с другом, обладают в то же время и одним примерно возрастом. Возраст их предположительно иотнийский. Имеются некоторые основания считать, что эти породы могут быть и более юного возраста.

Между их отдельными группами имеются перерывы — генетические линии их разорваны. Н. И. Безбородько неудачно предлагает называть группу габбро-сиенитов и пироксеновых сиенитов нерациональным термином — украинитами; в дальнейшем этот термин мы применять не будем.

Таким образом, магма, давшая начало всем этим породам, весьма возможно типа монцонитовой, легко поддающейся дифференциации, дала большое количество продуктов дифференциации; мы имеем здесь типичную, но в то же время своеобразную волынскую габбро-монцонитовую петрографическую провинцию.

Аналогичные провинции, как продолжение данной имеются и далее на юг от данного района волынской провинции.

Дайковые породы Волыни

Дайковые породы Волыни изучались петрографами неоднократно, главным образом В. Е. Тарасенко и В. Н. Чирвинским, частью Л. А. Крыжановским.

В особенно больших количествах дайковые породы развиты на северо-западе Украины, в районе, расположенном по берегам рр. Уборти, Ужа и Ирши, и в районе водоразделов между этими реками. Они представлены крайне разнообразными типами пород, начиная от очень основных, близких к базальтам и оливиновым диабазам, и кончая кислыми — микрогранитами. Все они носят характер типичных щелочноземельных пород.

Видную роль среди этих пород играют разнообразные диабазы, обычно с характерной диабазовой структурой. Они то мелкозернистые, то, как, например, бливиновый диабаз Янча-Рудни, крупнозернистые, обычно очень свежие, почти без продуктов выветривания (диабаз Янча-Рудни). В состав их входит авгит с угасанием $c : N_g = 40°$; $2V = +50°$; плагиоклаз обычно близок к № 50 (Янча-Рудня), № 42 в измененном амфиболовом диабазе Коростышева, № 50 в микродиабазе Анжелики, Яблонца. Авгиты в них не всегда сохраняются и иногда переходят в зеленую, частью уралитового характера роговую обманку. В свежем виде авгит часто обладает фиолетово-коричневатой окраской, указывающей на присутствие в нем TiO_2.

Если в диабазах порфировая структура почти совершенно отсутствует, то в близко к ним стоящих авгитовых порфиритах порфировая структура резко выражена. Они часто образуют дайки среди мигматитов; их плагиоклаз занимает промежуточное место между андезином и лабрадором (Бараши, Ставки); авгит обладает угасанием $c : N_g$ до 42°. Относительные количества ильменита и других рудных минералов в них то незначительны (Ставки), то очень велики (Бараши).

Близки к авгитовым порфиритам своеобразные, давно известные на Волыни волыниты, образующие в большом числе мест Волыни дайки, тянущиеся иногда на значительных расстояниях почти по прямой линии, как это наблюдается и на юго-востоке Украины (на западной окраине Донбасса). К числу мест, где развиты эти породы, относятся окр. Бобрицы, Симаковки, Сушки, Михайловки, Васьковичей, Межирички, Пугачовки, Глумчи, Яблонца и другие. Волыниты характеризуются как порфириты, окрашенные почти в черный цвет. В их мелкозернистой основной массе рассеяны крупные белые, иногда стекловидные кристаллы плагиоклаза, близкого к № 53, достигающие иногда размеров до 7 *см* длины, в то время как в основной массе размеры их близки к 0,07 *мм* длины при 0,05 *мм* толщины. В моноклиническом пироксене, $c : N_g = 42°$ он в значительной степени замещен вторичной зеленой волокнистой роговой обманкой.

Характерно то, что в химическом отношении волынит, диабаз Анжелики и базальт Берестовца очень близки к пироксеновым сиенитам Волынского габбро-сиенит-рапакиви массива и весьма вероятно образуют жильные аналоги этих последних (табл. 4).

К северо-западу от габбро-сиенит-рапакиви массива Волыни около Емельчина, Дорбова, Чмеля выступают описанные В. Е. Тарасенко (1902) разнообразные породы, среди которых имеются амфиболовые сиениты, слюдяные диориты. Наиболее интересно нахождение здесь многочисленных выходов как в этом районе, так и в километрах 20 севернее разнообразных пород, которые В. Е. Тарасенко определяет, как микрограниты, амфиболовые микрограниты, которые были в значительной степени изменены и частично эпидотизированы, и ортофиры частью с биотитом, частью с роговой обманкой.

В районе Дивлина выступают породы несколько иного типа, породы, которые Тарасенко относит к гранофирам, частью амфиболовым гранофирам, очень сходным с такими же породами района габбро-сиенит-рапакиви массива, с обильными выделениями кварца в первую фазу кристаллизации и с присутствием среди цветных мине-

Таблица 4

Химический состав дайковых пород Волыни

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	64,05	—	16,06	2,43	5,72	0,34	3,15	2,64	4,63
2	64,46	3,09	15,14	3,40	6,25	2,04	5,34	4,36	2,12
3	53,42	0,85	15,08	17,13		2,27	8,72	3,25	Сл.
4	52,67	3,46	13,00	5,13	11,25	1,25	6,25	4,35	2,32
5	52,15	—	25,59	5,65		2,47	6,30	5,54	1,58
6	49,10	1,96	19,84	3,46	8,62	2,51	8,95	2,72	0,52

№ анализа	RO	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,36	6,2	2,84	1:1,57	73,51	7,0	4,4	8,6	7,7
2	1,55	4,5	2,0	1:2,38	62,05	5,0	4,6	10,4	7,5
3	3,33	6,0	1,89	1:1,47	58,1	2,1	3,8	14,1	10
4	2,06	4,4	1,82	1:3,18	58,9	3,0	4,6	12,4	4,7
5	1,10	3,5	1,56	1:2,39	58,7	5,9	6,3	7,8	9,0
6	1,15	3,9	2,33	1:4,0	54,3	1,8	5,6	12,1	9,0

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	37,2	27,8	13,0	21,9	254	0,53	0,07	0,47
2	28,8	34,7	18,4	18,1	216	0,24	0,27	0,53
3	27,6	52,4	10,2	9,8	170	0,0	0,20	0,20
4	21,8	43,2	18,9	16,1	162	0,26	0,12	0,44
5	41,3	22,7	18,6	17,4	142	0,16	0,46	0,82
6	30,9	36,0	25,4	7,7	134	0,10	0,46	0,70

1. Ортофир. Сухая Воля (М. М. Архангельская). 2. Крупнозернистый диабазовый порфирит (волынит). Бобрица. 3. Базальт. Волынь (по Блюмелю). 4. Диабаз. Анжелика (Е. П. Милановская). 5. Волынит. Овручский район. Волынь. 6. Базальт. Берестовец.

ралов биотита и роговой обманки; вкрапленники представлены плагиоклазами, ортоклазом и роговой обманкой.

В. Е. Тарасенко ставит амфиболовые гранофиры в тесную связь с амфибол-гранофировыми гранитами габбро-сиенит-рапакиви массива Волыни. Можно считать, что, действительно, по крайне мере часть этих гранофировых пород представляет собой гипабиссальные дайковые и эффузивные аналоги части гранитных (гранофирово-гранитных) пород, как краевые фации этого массива. Резко отличны от глубинных пород в химическом отношении основные породы (диабзы, базальты и др.), обладающие более юным возрастом. Характерно далее то, что ни сами глубинные породы, ни их дайковые ответвления не являются носителями металлов, и район пока почти совершенно лишен металлов, как и остальные жильные породы. Причина этого, вероятно, та, что к моменту занятия места габбро-сиенит-рапакиви магма уже в значительной степени потеряла свои летучие составные части вместе с металлами, которые в настоящее время совершенно смыты, и сохранились только неметаллоносные части массива и его ответвлений.

Среднеукраинская габбро-лабрадоритовая петрографическая провинция

Вторая габбро-лабрадоритовая, петрографическая провинция, почти тождественная с волынской провинцией, с комплексом пород габбро-сиенит-рапакиви, расположена южнее в средней части украинской кристаллической полосы, а также вблизи краевой части этой полосы на северо-восточном краю ее, по берегам р. Роси (нижнего течения ее) и рек Ольшанки, Сухого и Гнилого Ташлыка, в районе, расположенном к западу от Черкасс, около селений Корсунь, Городище, Новомиргород.

В этом районе имеется массив сравнительно юных кристаллических пород, прикрытых только третичными и послетретичными породами, лишь далее на восток уходящими под нарушенные слои девона, юры и мела, отделенные от них сбросовыми трещинами и с надвигами их.

На площади, достигающей с севера на юг 100 *км* при ширине с востока на запад около 50 *км*, т. е. на площади около 5 000 *км*^{2}, прикрытые более юными отложениями и в условиях обнаженности худших, чем в районе Волынского массива, выступают в общем те же типы горных пород, именно:

1) габбро-норитовые породы;
2) лабрадориты;
3) пироксеновые сиениты и габбро-сиениты;
4) диаллаговые рапакиви;
5) рапакививидные, частью гранофировые, роговообманковые и биотитовые граниты;
6) рапакиви крупноовоидные;

Габбро-сиенит-рапакиви — породы вместе с лабрадоритами и габбро-сиенитами образуют два отдельных участка, окруженных областями развития гранитных пород, именно: один около Городища на р. Ольшанке, к северу от Шполы, другой — около Новомиргорода к югу от Городища. Гранитные породы, в общем родственные рапа-

киви, окружают эти два массива и в ряде случаев обладают некоторыми характерными особенностями, отличающими их от аналогичных пород Волынского массива.

В районе Городищенского массива В. Е. Тарасенко установил присутствие следующих габбро-лабрадоритовых пород: 1) норит, 2) габбро, 3) оливиновый габбро-норит, 4) роговообманковый габбро-норит, 5) оливин-пироксеново-роговообманковое габбро, 6) лабрадорит.

В Новомиргородском массиве имеются такие типы пород, как габбро, габбро-норитовые породы, лабрадориты, и, кроме того, жильные породы, представленные в частности габбро-норитовым порфиритом, близким по своему петрографическому характеру к волыниту; он отличается от последнего присутствием ортоклаза. С этими породами теснейшим образом связаны породы, содержащие калиевый полевой шпат, среди которых установлено присутствие амфиболового норит-сиенита в районе Хлыстуновки, а также габбро-сиенита, пироксенового сиенита, авгитового сиенита, и в южном участке — норито-сиенита.

Совершенно очевидно, судя по минералогическому составу и отчасти по данным химических анализов, габбро-сиениты и пироксеновые сиениты тесно связывают габбро-лабрадоритовые породы с породами группы рапакиви. Последние в районе р. Роси (Корсунский или Каневский массив) представлены темными зеленовато-серыми крупноовоидными породами; в районе Ташлыка, где они обнаружены В. Чирвинским, такими же темными, зеленовато-серыми, в районе Городища при той же крупноовоидной структуре—темными, почти черными породами.

Типичные рапакиви переходят в безовоидные рапакививидные, того же цвета породы (безовоидные рапакиви) и затем в пироксеновые рапакиви-сиениты, почти совершенно лишенные кварца.

Из сравнения химического состава ряда пород среднеукраинского массива габбро-лабрадоритов и рапакиви видно, что процесс дифференциации вызвал образование несколько иного типа пород, чем в северной части Украины в аналогичном Волынском массиве.

Лабрадориты носят в общем тот же химический характер, причем габбро-норитовая порода (№ 1) отличается повышенной величиной *c*, что сближает ее с лабрадоритами, в то время, как щелочность ее понижена сравнительно с аналогичными породами Волыни. Этот факт справедлив и для габбро-сиенитов и пироксеновых сиенитов.

Эти более кислые породы — средние чарнокиты, по Лебедеву П. И., или же пироксеновые сиениты и габбро-сиениты несколько отличаются от волынских тем, что № 3 и 4 из них, по схеме Озанна, располагаются между группой габбро-норитов и пироксеновыми сиенитами, занимая промежуточное место, и только № 5 близок к № 24 Волыни.

Как показывает сравнение диаграмм, построенных на коэфициентах Ниггли, среднеукраинские габбро и пироксеновые сиениты обладают значительно меньшей величиной *fm*, т. е. более бедны окислами железа и окислами магния, при почти той же величине *alk*.

Особенно резкие различия имеются также и среди пород гранитной магмы. Рапакиви и рапакивиобразные граниты Волыни отличаются значительно большей степенью кислотности, чем среднеукраинские.

Основные рапакиви приближаются к типу пироксеновых сиенитов и генетически несомненно тесно связаны с ними, отличаясь от них несколько большей кислотностью и щелочностью.

Что касается рапакиви нормального каневского типа, то они оказываются также более основными, чем рапакиви радомысльского типа, и в совокупности заполняют, совместно с основным рапакиви и породами Черкасского массива, тот разрыв, который имеется между Радомысльским мелкоовоидным, резко гранофировым рапакиви и габбро-сиенитами и пироксеновыми сиенитами.

Таким образом, породы Среднеукраинского массива являются как бы дополнительными к породам Волынского массива, обладая рядом общих минералогических и химических черт, указывающих на образование их из одной и той же магмы, притом в один и тот же геологический период, в сравнительно юное время магматических процессов на территории Украины.

Габбро-сиенит-рапакиви — массив средней Украины до настоящего времени, как мы видим, изучен очень слабо, число анализов невелико, ряд пород химически совершенно не изучен (табл. 5, рис. 5). Поэтому данная картина петрохимического характера этого массива не полна.

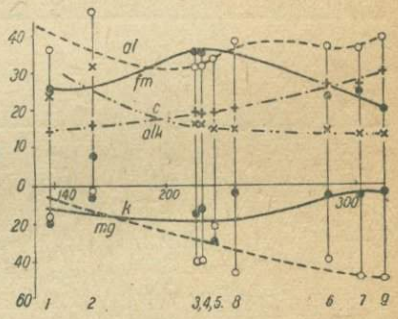


Рис. 5. Вариационная диаграмма (по Ниггли). Магматические породы Среднеукраинской габбро-лабрадорито-рапакиви провинции 1—9.

Характерными для этого массива являются: 1) отсутствие ответвлений какого бы то ни было рода в окружающие породы как от гранитов (рапакививидных гранитов), так и от более основных пород; 2) почти полное отсутствие пегматитовых образований, указывающих на значительную степень сухости магмы, давшей начало всем этим породам.

Таким образом, и район Среднеукраинской габбро-монцонитовой провинции характеризуется как петрографическая провинция сравнительно небольших размеров, но с резко выраженной тесной генетической связью между разнообразными породами, начиная от лабрадоритов и габбро-норитовых пород через габбро-сиениты и пироксеновые сиениты до основного сиенитового рапакиви и пироксенового сиенита и, далее, до рапакиви каневского типа, более основного, чем рапакиви Радомысльского района. Таким образом, получается следующая связь между породами данного района:

1) лабрадорит-габбро-нориты (оливиновые и безоливиновые) — основные габбро;

2) габбро-сиениты — пироксеновые сиениты;

3) пироксеновый сиенит — основной рапакиви — нормальный рапакиви черкасско-каневского типа.

Эти породы лишены минерализаторов, проявлений накопления каких бы то ни было минеральных образований; изредка находятся пегматитовые образования.

Развитые здесь же розовые биотитовые граниты с гипидиоморфнозернистой структурой резко отличаются в минералогическом и хи-

Таблица 5

Химический состав магматических пород Среднеукраинской габбро-лабрадоритовой-рапакиви провинции

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	51,06	—	22,50	4,47	5,07	0,49	1,34	8,48	4,45	1,34
2	55,54	—	26,11	1,54	1,40	—	0,63	9,54	5,04	0,11
3	59,20	2,50	14,41	1,52	8,64	—	1,09	4,21	3,11	3,57
4	61,14	0,92	14,88	4,54	5,76	0,13	1,14	4,19	3,01	3,75
5	62,56	—	15,96	5,35	2,98	—	1,85	3,81	3,05	3,85
6	66,99	—	14,48	1,29	5,05	—	0,17	3,09	3,79	3,90
7	68,08	—	13,81	2,79	4,20	—	0,21	2,73	3,06	4,23
8	63,67	—	13,82	7,67	2,47	—	0,16	3,51	3,02	4,42
9	69,35	—	14,26	1,91	2,75	—	0,40	2,52	3,51	4,67
10	59,34	2,50	14,26	1,52	8,64	—	1,06	4,17	3,31	3,08
11	76,75	—	10,06	5,12	—	—	0,14	0,66	2,48	4,39

№ анализа	RO	SiO_2	α	$R_2O : RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,4	3,4	1,6	3,1 : 1	57,7	4,2	6,7	9,1	8,4
2	1,1	3,5	1,8	3,9 : 1	62,1	5,4	11,1	3,5	9,8
3	1,5	6,7	3,0	2,5 : 1	68,7	5,5	3,3	11,2	5,7
4	1,6	5,9	2,6	2 : 1	69,6	5,8	3,8	10,4	5,5
5	1,3	5,5	2,6	1,7 : 1	68,2	6,8	4,9	8,3	4,4
6	1,6	7,4	3,3	1,2 : 1	74,5	8,5	3,3	8,2	6,0
7	1,4	7,4	3,3	1,2 : 1	75,9	8,0	3,5	8,5	5,2
8	1,1	5,8	2,8	1 : 1	73,6	7,8	3,29	9,0	5,1
9	1,3	7,6	3,5	1,1 : 1	76,7	9,5	3,0	7,5	5,3
10	0,8	9,7	5,2	5,1 : 1	84,1	10,4	1,4	8,2	4,6

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	36,0	25,4	24,6	14,0	139	0,16	0,20	0,57
2	46,7	7,3	31,0	15,0	162	0,01	0,07	4,23
3	30,2	35,0	16,0	18,8	216	0,43	0,17	0,46
4	31,0	34,7	15,9	18,4	220	0,41	0,16	0,46
5	33,6	33,0	14,6	18,8	225	0,21	0,30	0,44
6	36,5	23,0	14,2	26,3	286	0,40	0,05	0,48
7	36,0	26,4	12,8	24,8	301	0,48	0,05	0,48
8	37,5	37,6	14,7	22,2	235	0,50	0,04	0,48
9	38,5	19,8	12,4	29,3	316	0,48	0,06	0,63
10	37,1	25,5	4,9	32,5	480	0,54	0,06	0,18

1. Оливиновый габбро-норит. Городище (В. Е. Тарасенко). 2. Анортозит. Новомиргород (Н. И. Безбородько). 3. Амфиболовый норито-сиенит. Хлыстуновка р. Ольшаница (В. Е. Тарасенко). 4. Гранодиорит. Городище (Гинзберг). 5. Пироксеновый сиенит. Хлыстуновка (Н. И. Безбородько). 6. Рапакиви. Корсунь. р. Рось (В. И. Лучицкий). 7. Рапакиви черкасского типа. Городище. (В. И. Лучицкий). 8. Основной рапакиви. Каневский тип. Корсунь (В. И. Лучицкий). 9. Нормальный рапакиви черкасского типа. Городище (В. И. Лучицкий). 10. Гранит. Хлыстуновка (В. Е. Тарасенко).

мическом отношениях и, судя по геологическим данным, являются более древними, чем остальные породы описанного генетического комплекса.

Этот биотитовый гранит, развитый на огромном пространстве и отличающийся значительным однообразием на всем протяжении своего распространения, характеризуется как довольно крупнозернистый гранит, часто с отчетливо выраженной параллелепипедальной отдельностью и постепенно проявляющейся порфировидной структурой, с крупными кристаллами калиевого полевого шпата (микроклина), достигающими размеров до 5 *см* и более. Состав его нормальный для биотитового гранита: аллотриоморфный кварц, микроклин; последний аллотриоморфен по отношению к плагиоклазу (№ 10—15, иногда и более основной) и биотиту. В некоторых случаях присутствует гранат. Ни в минералогическом, ни в структурном отношении, ни в отношении своей окраски он ничем не отличается от гранитов, развитых в окрестностях Коростышева и далее на север, что видно из описаний этих пород Н. И. Безбородько. Не отличается он от последних и в отношении химического состава. Таким образом, гранит во всех отношениях тождествен с последними. Условия его площадного залегания такие же. Это дает основание считать граниты тождественными и с гранитом Коростышева и не соглашаться с мнением Н. И. Безбородько, который считает их генетически иными, чем коростышевские граниты, без указания на то, в чем же заключаются различия в петрологии этих двух не отличимых друг от друга гранитов.

Мы видим, как комплекс генетически тесно связанных друг с другом габбро-сиенитов и рапакиви прорывает биотитовые серые, частью порфировидные граниты, в районе Волыни. Здесь мы имеем тождественный или очень близкий по составу комплекс магматических глубинных пород, который также прорывает в восточной части средней Украины аналогичные, по существу, тождественные серые порфировидные биотитовые граниты, выделенные мной под названием коростышевских и тождественные с кировскими Н. И. Безбородько.

Габбровые породы далее на юг, как и на юго-восток, почти совершенно отсутствуют; имеются описания только небольших выходов оливинового и кварцевого габбро в долине р. Днепра в районе о. Дубового и выше его и в местности, в настоящее время, после постройки Днепрогэса, залитой водой. В состав этих пород входят плагиоклаз № 40 и 47 и моноклинический пироксен, $c : N_g = 39—40°$. С. Д. Четвериков, описавший пироксен этих пород, относит его к диопсиду; кроме того, в оливиновом габбро присутствует в значительной степени идиоморфный оливин. Характерно содержание в этих породах до 0,21% — TiO_2 и до 0,18% — Cr_2O_3.

Порода дайки, расположенной несколько севернее от главной дайки, обладает более мелкозернистой структурой, оливин в ней в значительной степени растворен, пироксен почти полностью замещен роговой обманкой, присутствует также биотит и ряд рудных минералов.

Кроме того, в районе порожистой части Днепра встречены жильные долериты, описанные частично И. И. Танатаром и Семененко. В районе с. Старые Кайдаки, на берегу Днепра, дайки достигают мощности 0,5—3 *м* и пересекают гранодиориты. Они черные и афанитовые. В их зальбандах располагается базальт, далее он сменяется анамезитом и в средней части даек залегает в долерит, состоящий из идиоморфных

зерен диопсида, длинностолбчатых кристаллов лабрадора и оболочек вокруг пироксена, последовательно представленных бурой роговой обманкой, зеленой роговой обманкой и бурым биотитом. Этот процесс последовательного преобразования минералов Семененко связывает с процессами ассимиляции гранодиоритовых пород. В породах присутствуют, кроме того, эпидот, титаномагнетит и магнетит.

Состав долерита Мечетной следующий:

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
54,03	16,00	1,91	8,13	5,08	9,50	3,12	0,80	1,10

В районе Кривого Рога выступают многочисленные диориты и дайки разнообразных, пока мало изученных, зеленокаменных пород, среди которых имеются разнообразные диабазы, частью оливиновые, так же, как и в районе Днепра, эпидиабазы. Среди диоритов этого района Тарасенко различает две группы: одни почти без калиевого полевого шпата — типичные нормальные диориты, другие содержат в своем составе ортоклаз — гранито-сиениты или точные гранодиориты; иногда они порфировидные; главными составными их частями являются плагиоклаз, близкий к № 35, и зеленая роговая обманка, вероятнее всего вторичная. Пироксен отсутствует.

В оливиновых диабазах, которые секут в данном районе все другие породы, и являются наиболее юными: плагиоклаз, образующий до 50% породы, от № 54 до № 74, пироксена (авгита) около 29%, оливина до 16%.

Чарнокитовая петрографическая провинция Подолии

Район развития своеобразных чарнокитовых пород на территории Украины в северо-западной части ее охватывает довольно значительную площадь, начиная от местности, расположенной к югу от Бердичева, где чарнокитовые породы граничат с гранатокордиеритовыми гранитами, и прослеживаются далее на юго-восток до окр. Первомайска; несколько далее, на юго-запад от последнего, примерно по р. Костоватой, проходит юго-восточная граница области развития чарнокитовых пород и начинается область развития порфировидных серых биотитовых крупнозернистых гранитов (коростышевский тип по моему, кировский по Н. И. Безбородько). Северо-восточная граница области развития чарнокитов проходит примерно по линии, идущей к западу от Бердичева, Казатина, Погребища, Умани, Новоукраинки, и находится в соприкосновении с мигматитами, а частью также с гранитами, развитыми у Умани. С юго-востока граница проходит, изгибаясь на юго-запад от Староконстантинова западнее Могилева-Подольского и Ямполя на Днестре к р. Бугу, и далее проходит по правому западному берегу Буга почти до р. Костоватой.

Развитые здесь породы отличаются в общем темносерой, до почти черной окраски; они большей частью средне- и крупнозернистые, обычно массивные.

Площадь их развития не непрерывная; местами она прерывается областями развития осадочно-метаморфической толщи тетерево-бугской свиты с подчиненными ей крупными пластами силикатных известняков, особенно хорошо развитых по Бугу в районе Хощеватой и Завалья, также со слоями графитовых гнейсов, прекрасно развитых

около Завалья; в коренном залегании те же осадочные породы встречены Н. И. Безбородько у Шелудьки, Ямполя, Дзыговки, Поташа, Вилы Ярдуской и др.

Согласно Н. И. Безбородько, детально исследовавшего в течение ряда лет район развития этих чарнокитовых пород, они содержат нередко ксенолиты, иногда многочисленные, этих силикатных известняков, частью мраморовидных, а кроме того, включения известково-силикатных и пироксено-плагиоклазовых гнейсов. Ксенолиты известняка и силикатных известняков со скаполитом, диопсидом, волластонитом и другими минералами были описаны неоднократно (В. Е. Тарасенко. В. А. Сельский, А. Н. Козловская, В. Д. Ласкарев).

Характерная особенность пород данного района заключается в том, что они представлены разнообразными типами, с общими чертами химического и минералогического состава, с содержанием кремнекислоты от 50 до 75%, с постепенными переходами между различными типами; образуют они одну своеобразную петрографическую провинцию с представителями основных, средних и кислых магм.

Характерно для района то, что здесь отсутствуют ультраосновные породы — перидотиты и пироксениты; также ни разу не были встречены лабрадориты, что резко отличает этот район от габбро-монцонитовой провинции Волыни и средней Украины. Для всех пород чарнокитовой серии Подолии, которые Н. И. Безбородько разделяет на три группы — кислые, средние и основные, характерно присутствие таких минералов, как калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин с пертитовой структурой); видную роль играет также плагиоклаз, в кислых разновидностях № 25—31, в средних № 27—32, в основных № 33—35, т. е. состав плагиоклаза мало зависит от содержания кремнекислоты в породе. Для плагиоклаза характерна антипертитовая структура, обычно резко выраженная.

Антипертитовые вростки в плагиоклазе, судя по углу в них $2V = -35—48°$ и показателям преломления, принадлежат ортоклазу. Ортоклаз обычно играет второстепенную роль.

Кварц образует неправильные зерна, обычно с резко выраженным волнистым и катакластическим угасанием, что наблюдается и в других минералах. Из цветных минералов видную роль играет биотит, часто в значительной степени катакластический, волнисто-изогнутый, нередко раздробленный, и пироксены; среди последних преобладает гиперстен; его $2V = 46—66°$, $N_g - N_p = 0{,}013—0{,}014$. Диопсида обычно много, для него характерны $2V = + 58—68°$, $N_g - N_p = 0{,}027—0{,}029$.

Второстепенные минералы — апатит, циркон, рудные минералы, главным образом магнетит, иногда присутствующий в значительных количествах.

Чарнокиты Подолии Н. И. Безбородько называет бугитами и разделяет их на три группы и в зависимости от содержания кислоты называет их эпибугитами, если они содержат кремнекислоты больше, чем 66%, и катабугитами, если содержат SiO_2 менее 58%.

Все эти породы отличаются при сравнительно значительном содержании окиси калия почти полным отсутствием самостоятельных выделений ортоклаза и развитием последнего только в виде ортоклаза антипертитовых вростков. К собственно чарнокитам Н. И. Безбородько от-

Таблица 5а

Эпибугит	Мезобугит (собственно бугит)	Катабугит
Содержание кремнекислоты 66—72% и выше	66—58%	58—50% и ниже
Содержание пироксена 0,8%	5—20%	15—40% и выше

носит только те породы данной группы, которые содержат видимый отдельными зернами ортоклаз (микроклин).

Структура всех пород — гипидиоморфно-зернистая как в кислых, так и в основных разностях; габбровая структура отсутствует также и в наиболее основных разностях, отличающихся полным отсутствием кварца и особенно большим содержанием цветных минералов. Характерна резко выраженная катакластическая структура вплоть до получения плотных масс, напоминающих глинистые сланцы, за которые они одно время принимались некоторыми петрографами Украины.

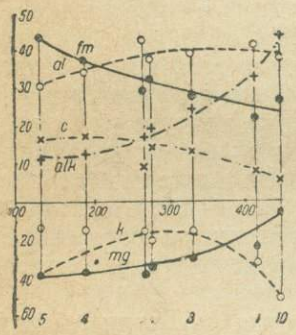


Рис. 6. Вариационная диаграмма (по Ниггли) чарнокитовых пород Подолии № 1—6. Анализ 10 — гранитит Хлыстуновки.

Они состоят из растертых до мельчайших зерен и чешуек гиперстена, кварца, полевых шпатов и биотита, различимых только при особенно внимательном исследовании.

В химическом отношении породы обладают некоторыми особенностями которые ставят их в особое положение сравнительно с другими породами (табл. 6).

Таким образом, и в химическом, и в минералогическом отношении выступает совершенно отчетливо постепенное изменение пород, начиная от наиболее кислых чарнокитов с видимыми крупными зернами калиевого полевого шпата и до наиболее основной разновидности этих чарнокитов, отличающихся присутствием калиевого полевого шпата только в составе антипертитовых вростков в плагиоклазе и потому выделенных Н. И. Безбородько под названием бугитов. Правильнее их называть антипертитовым чарнокитом.

Все породы отличаются довольно значительным содержанием окиси калия. Сравнение химических анализов и результатов перечисления пород данной чарнокитовой провинции и провинции волынской габбро-монцонитовой указывает на резкое различие химических особенностей обеих провинций. В частности соответственно малому содержанию в чарнокитах Подольской провинции калиевого полевого шпата чарнокитовые породы беднее окисью калия — и в общем значительно более бедны щелочами. Они имеют меньшую величину *k* и *alk* при большей величине *fm* (рис. 6).

Таким образом, мы имеем две различные петрографические провинции, довольно резко отличающиеся друг от друга в минералогическом и химическом отношениях и в то же время различного геологи-

Таблица 6

Химический состав чарнокитов Подолии

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	74,86	12,50	1,50	2,15	0,47	1,16	3,90	2,74
2	67,80	17,18	1,60	2,98	1,50	4,44	3,51	0,93
3	71,69	13,72	2,10	2,90	1,21	2,50	4,48	1,20
4	59,61	18,64	3,02	6,32	3,04	6,32	3,30	0,82
5	51,73	19,73	5,25	8,15	4,30	5,94	3,83	0,99

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,2	9,5	4,5	1,8 : 1	80,84	10,6	2,4	7,0	6,8
2	1,3	6,3	4,2	1 : 1,6	72,83	6,0	6,00	8,0	8,7
3	1,3	8,09	3,7	1,13 : 1	76,79	7,3	4,0	8,7	8,5
4	1,5	4,9	2,15	1 : 2,6	65,08	3,7	5,0	11,3	8,6
5	1,8	2,16	0,80	1 : 4,52	56,69	3,00	4,7	12,3	8,1

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	41,6	20,2	7,1	31,1	422	0,31	0,22	0,35
2	42,0	29,6	18,9	15,5	271	0,15	0,37	0,80
3	37,1	26,6	12,5	23,8	335	0,15	0,31	0,47
4	34,3	38,0	16,2	11,5	188	0,15	0,37	0,43
5	29,5	43,7	16,0	10,8	132	0,16	0,38	0,37
6	36,8	30,4	14,1	18,5	269	0,18	0,33	0,35

1. Чарнокит с калиевым полевым шпатом. Сабаров, на левом берегу Буга; собственно арнокит или периферическая разновидность бугитовой серии (по Н. И. Безбородько). 2. Кислая разновидность чарнокита с калиевым полевым шпатом только в антипертите. Марьяновка у Гайсина, р. Собь. Эпибугит или кислая разновидность бугитовой серии (по Н. И. Безбородько). 3. Гиперстеновая кварцевая порода, кислая разновидность предыдущей. Там же; также без зерен калиевого полевого шпата. 4. Средний чарнокит. С. Шкуринец, на правом берегу р. Буга. Собственно бугит или мезобугит (средняя разновидность бугитовой серии) по Н. И. Безбородько. 5. Основной чарнокит. Гнивань. Катабугит или основная разновидность бугитовой серии (по Н. И. Безбородько). 6. Среднее из 5 анализов.

ческого возраста. Судя и по условиям залегания, и по сильному катаклазу пород чарнокитовой серии, они являются более древними и испытали влияние дислокаций, не затронувших более юную волынскую провинцию.

Для чарнокитовой провинции также характерно почти полное отсутствие металлогенеза, за исключением небольших концентраций магнетита (железа) в районе Михайловки в Подолии (Тарасенко), что также частью связано с глубоким размывом, имевшим место и в данной области. Чернокитовые породы, тождественные с породами Подолии, выступают далее на восток по берегам р. Тясмина около м. Каменки (В. И. Лучицкий) в восточной приднепровской части кристаллической полосы.

Они представлены здесь почти исключительно гиперстеново-биотитовым гранитом, почти черным, в значительной степени катаклазированным, иногда до степени милонита. Местами они теряют ортоклаз и переходят в средние разности чарнокитов.

Повидимому, породы тождественные подольским чарнокитам, или во всяком случае очень близкие к ним, развиты также и далее на юг, в районе, расположенном к западу от Кривого Рога, где они были изучены Половинкиной. Криворожские чарнокитовые породы, выступающие в окр. с. Спасовки к северо-востоку от ст. Кущевка и около Ивановки к северо-востоку от ст. Долинской, представлены среднезернистыми, зеленовато-черными, или зеленовато-серыми разностями, аналогичными подольским и приднепровским. Они состоят главным образом из калиевого полевого шпата, местами обнаруживающего решетчатую структуру микроклина и плагиоклаза (№ 32—33 частью № 37—38), содержащего много антипертитовых вростков.

Фемические минералы представлены главным образом биотитом, то преобладающим над гиперстеном (Ивановский выход), то играющим по отношению к нему второстепенную роль. Гиперстен бледножелтоватый или бледнорозовый; $2V = (-)\ 68°$; $N_g - N_p = 0{,}017—0{,}018$. В некоторых его зернах, как и в гиперстенах Подолии, согласно моим наблюдениям, обнаружено косое угасание до 13—15°, чаще 8° (глиногиперстен). В спасовском чарноките присутствует также и моноклинический пироксен $2V = (+)\ 68°$; $N_g - N_p = 0{,}018$.

Роговая обманка, присутствующая в небольшом количестве, представлена густозеленой разновидностью. Обычно гиперстен обрастает роговой обманкой и последняя — биотитом. Иногда наблюдается и обратное расположение минералов.

Слишком малое число химических анализов чарнокитов Криворожья и различный результат их не дают возможности установить в достаточной степени генетическую связь с чарнокитами пород из более северных частей Украины. Частью они более резко щелочные (№ 5), частью менее щелочные, чем аналогичные породы Подолии.

Габбро-перидотитовая петрографическая провинция юго-востока Украины

На юго-востоке Украины, в районе бассейнов рек Кальчика и Кальмиуса развиты крайне разнообразные породы (рис. 7). Этот район является одним из самых интересных на территории Украины, если не самым интересным, по поразительному разнообразию развитых

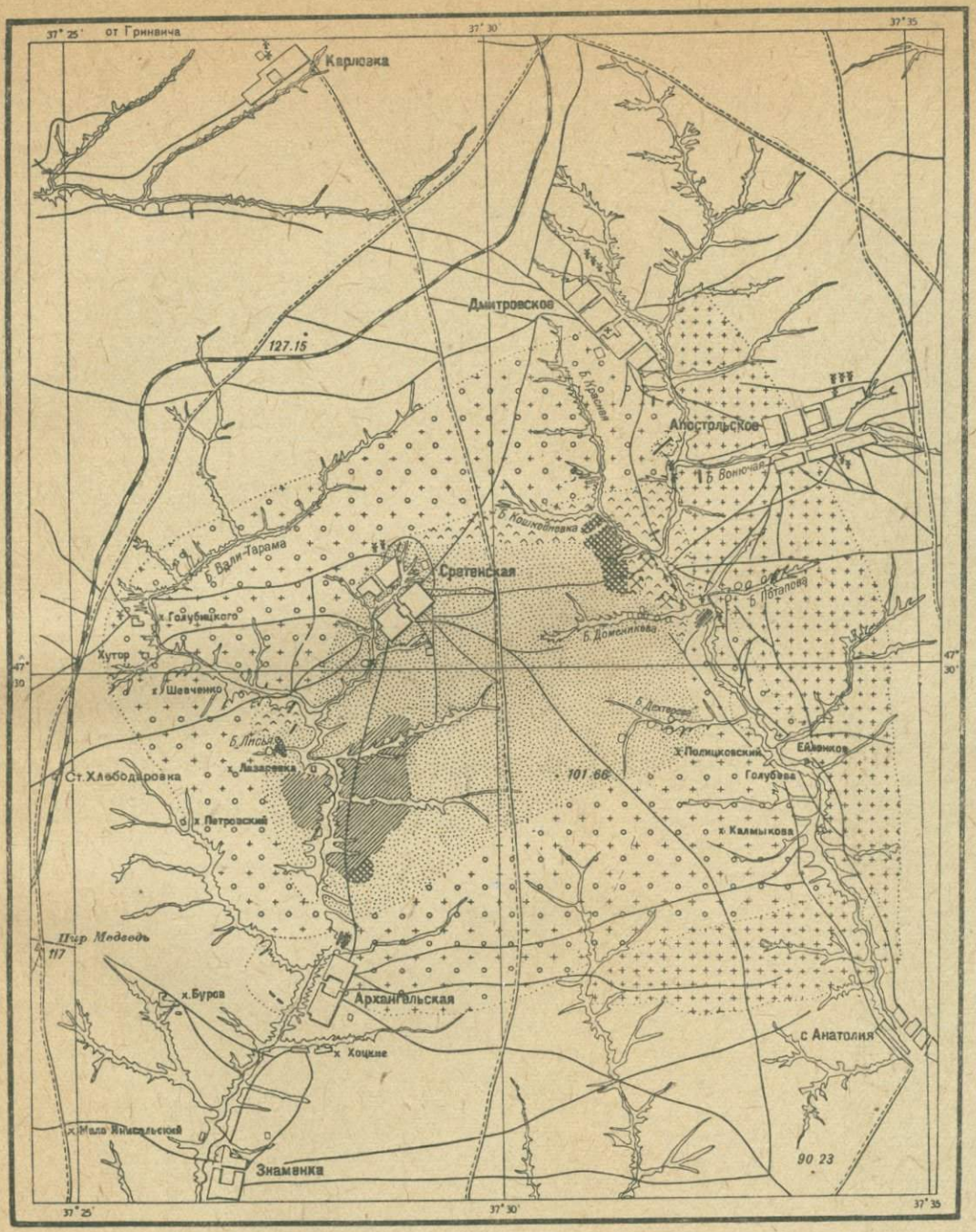


Рис. 7. Петрографическая карта района развития нефелиновых сиенитов на юго-востоке Украины (по Л. Ф. Айнберг).

1—биотитовые граниты; *2*—щелочные граниты; *3*—щелочные сиениты; *4*—нефелиновые сиениты; *5*—мариуполиты; *6*—пироксениты и меланократные габбро; *7*—дайки жильных пород.

Таблица 7

Химический состав криворожских пород

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	72,58	14,71	0,13	1,31	0,86	2,25	4,53	3,19	—
2	74,11	14,58	1,48	0,18	0,81	2,45	4,80	2,55	—
3	69,29	10,18	0,43	2,87	0,90	2,69	6,30	1,65	0,34
4	56,29	12,80	1,44	13,513	36	4,34	2,34	2,60	1,96

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,27	8,0	3,75	1,3 : 1	78,4	11,3	4,0	4,7	6,8
2	1,07	6,0	3,93	1,8 : 1	79,2	11,6	4,2	4,2	7,4
3	3,0	10,4	3,7	1,7 : 1	74,3	10,2	3,1	6,7	8,7
4	3,08	7,0	2,3	5,35 : 1	60,90	3,4	9,6	7,4	5,8
5	1,63	7,0	3,0	1,3 : 1	69,8	8,7	2,6	8,7	3,9

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	43,5	13,0	12,0	31,5	365	0,30	0,56	0,92
2	41,5	11,8	12,7	34,0	357	0,35	0,49	1,08
3	33,6	29,7	20,6	14,2	344	0,09	0,33	0,69
4	21,9	50,6	13,7	13,8	229	0,53	0,29	0,26
5	33,5	24,8	14,2	27,5	256	0,57	0,33	0,57

1. Биотитовый гранит (ингулецкий гнейс). Ингулец (Ю. И. Половинкина). 2. Биотитовый гранит (ингулецкий гнейс). Карачуковка. (Ю. И. Половинкина). 3. Плагиоклазовый гранит. Саксагань (Ю. И. Половинкина). 4. Чарнокитовая порода (габбро-сиенит). Спасовка (Ю. И. Половинкина). 5. Сиенит, переходящий в габбро. Ивановка. (Ю. И. Половинкина).

здесь горных пород, то по разнообразию их минералогического и химического состава. Этот район требует дальнейшего систематического исследования по отдельным участкам с производством многочисленных химических анализов. Имеющиеся на настоящий день анализы являются для полного разрешения вопроса генезиса этого разнообразного петрографического комплекса далеко недостаточными.

В этом районе выделяются две группы магматических пород, резко отличные друг от друга в отношении как минералогического, так и химического характера их, именно группа щелочноземельных кислых, средних, основных и ультраосновных пород и группа пород щелочных.

Габбро-перидотитовые породы. По внешнему виду эти породы можно смешать с пироксенитами, за которые они и были приняты А. С. Гинзбургом и И. Морозевичем, в руках которых оказались случайно взятые образцы только пироксенитов и которые описали их как пироксениты, в то время как более детальные исследования А. Ф. Айнберг установили присутствие среди них также и типичных габбро разной основности. Щелочноземельная петрографическая провинция юго-восточной Украины резко отличается от волынской и среднеукраинской присутствием ультраосновных пород, пироксенитов и перидотитов, и в то же время полным отсутствием лабрадоритов. В этом отношении данный район приближается к уральской габбро-перидотитовой провинции.

Габбро-перидотитовые породы были описаны частью Гинзбергом (1916), частью Морозевичем (1930), в последнее время более детально Айнберг (1933) и П. И. Лебедевым (1934).

В состав особенно четко выделенной группы горных пород габбро-перидотитового состава входят оливиновые и безоливиновые габбро, пироксениты, перидотиты и серпентиниты. Возраст их устанавливается только по отношению более юных нефелиновых сиенитов и других щелочных пород данного района. Согласно данным Айнберг (1933), описавшей инъекцию нефелиново-сиенитовой магмы в габбро, перидотитовые породы в районе балки Деменковой (Мазуровой) в восточной части нефелин-сиенитового массива более древние, чем нефелиновые сиениты. Этот факт подтвердился также исследованиями моими и Б. М. Куплетского (1933).

Л. Ф. Айнберг, принимая во внимание классификацию пород габбровой группы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга на два петрографических типа — уральский, характеризующийся мощным развитием перидотитов и пироксенитов и украинский, где видную роль играют анортозиты различного рода и габбросиенитовые (монцонитовые) породы, отнесла габбровые породы юго-востока Украины к породам первого типа, который резко отличается от волынского и среднеукраинского типов.

П. И. Лебедев среди пород, развитых в нижней и средней части бассейна р. Кальчика выделил несколько иной переходный тип пород, представленный габбро-сиенитами, которые он отнес к калиевому типу чарнокитов (габбро-сиенитов), также к кислым чарнокитам (адамеллитам). Он пришел к выводу, что здесь можно провести полную аналогию с породами, развитыми в северо-западной части Украины, т. е. что породы Волыни и Приазовья по своему химическому составу и генезису являются близкими образованиями.

П. И. Лебедев, отмечая очень большую сложность петрографического состава основных пород Приазовья выделяет три группы пород:

1. Габбро-пироксенитово-дунитовая серия пород.

2. Чарнокитовая (габбро-сиенитовая) серия, в значительной степени, по П. И. Лебедеву, аналогичная чарнокитовой серии Волыни, хотя она очень тесно примыкает к серии габбродунитовой.

3. Жильная серия щелочно-габбровых пород.

Габбро-перидотитовые породы развиты главным образом по обоим берегам р. Малый Кальчик ниже с. Дмитровки, по балкам Красной и Мазуровой, у устья балки Деменниковой и тотчас к северу от с. Октябрьского (б. Сретенки); они же выступают в отдельных местах по балке Вали-Тарама.

В районе р. Малого Кальчика габбро носят типичный меланократный характер. Они обладают черной окраской и содержат в значительной степени свежий полевой шпат, который простым глазом различим с трудом и виден только под микроскопом.

Айнберг изучила выходы пироксенитов особенно детально, собрала большое количество образцов и, исследовав их под микроскопом, установила присутствие здесь следующего ряда габбро-перидотитовых пород: перидотиты — пироксениты—меланократное оливиновое габбро,— габбро безоливиновое (магнетитовое и соссюритовое) — серпентиниты — рудные гнезда.

Все эти перечисленные породы средне- и крупнозернистые, черные, массивные, кажутся на-глаз совершенно однородными.

Согласно моим наблюдениям, распределение плагиоклаза в пироксенитово-оливиновой массе крайне неравномерно — пятнами, неправильными участками, то обогащенными, то обедненными магнезиально железистыми минералами, что чрезвычайно характерно для данного массива.

Крайне неравномерно распределение оливина. Одновременно в других участках массива присутствуют и более лейкократные габбро и габбро-нориты, в частности, описанные А. С. Гинзбергом по б. Вали-Тарама против с. Октябрьского. Таких выходов имеется несколько, в том числе и около с. Калинино (Архангельского), где наблюдаются габбро, частью переходящие в лабрадориты, состоящие из крупных кристаллов преобладающего белого в значительной степени разрушенного лабрадорита.

Перидотиты образованы главным образом оливином и диаллагом с преобладанием первого. Ромбический пироксен в породах почти совершенно отсутствует. Оливин частью серпентинизирован $2V = (-)84°$. Диаллаг в значительной степени разрушен и нередко обрастает оболочкой из диопсида или иногда коричневой роговой обманкой и биотитом; среди продуктов замещения оливина присутствуют тальк и карбонаты.

Пироксениты имеют в общем тот же вид и состав, как и перидотиты, но отличаются преобладанием пироксена — диаллага. Они полностью подходят под название верлитов, предложенное для них Морозевичем. В некоторых случаях содержание в породах оливина опускается до 5% и в таком случае получаются разности, которые правильнее назвать диаллагитами. Диаллаг в пироксенитах по своим свойствам аналогичен пироксену перидотитов. Он содержит вростки диопсида и прорастает коричневой роговой обманкой и биотитом.

Иногда роговая обманка образует оторочки вокруг рудных зерен, цементирующих зерна пироксена и оливина. Оливин носит такой же характер, как и в перидотитах, причем в нем часто наблюдается отчетливо выраженная оплавленность (следы растворения). Ромбический пироксен (гиперстен) встречается в породах сравнительно редко. Из других первичных минералов содержится немного коричневой роговой обманки и темноокрашенного биотита. Тальк и кальцит присутствуют как продукты преобразования и разрушения пироксена.

Серпентиниты образуют среди пироксенито-перидотитовых пород полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении близко от дороги из с. Свободного (Сретенки) в с. Апостольское и далее. Они прослеживаются по обоим берегам р. Малого Кальчика, а также по балке Демьяновой, где серпентиниты зажаты между двумя массами нефелинового сиенита. В отдельных выходах видны постепенные переходы от типичных серпентинитов без сохранения в них остатков оливина и других минералов до совершенно свежих неизмененных перидотитов. Иногда в серпентинитах присутствуют остатки неправильных зерен диопсида, частью замещенных кальцитом; видны новообразования крупных чешуек и листочков хлорида. Серпентиниты зеленовато-черные и черные породы, плотные, с раковистым изломом, иногда с псевдопорфировой структурой. Все наблюдения указывают на то, что они образовались из перидотита.

Габбро — оливиновые и безоливиновые — приурочены частью к периферии перидотито-пироксенитового массива, но большей частью неправильно распределены среди более основных пород, причем имеются все постепенные переходы от пироксенитов до меланократных габбро и оливиновых габбро.

Последние содержат играющий второстепенную роль лабрадор состава № 50—55, образующий неправильные зерна или таблитчатые кристаллы до 2 *мм* в поперечнике. В соссюритовых габбро — (устье балки Деменковой) полевой шпат частью нацело замещен агрегатом мелких зерен цоизита, карбоната и скаполита, реже плагиоклаз замещен серицитом. Процессы соссюритизации независимы от процессов дробления или катаклаза, которые в массе пород в общем не проявляются и обусловлены проникновением растворов по трещинам. Это видно из того, что соссюритизация приурочена главным образом к трещинам, а вдали от них плагиоклаз микротиновый.

Состав плагиоклаза как в меланократных габбро данного района, так и в лабрадоровых пироксенитах и перидотитах остается в общем без изменения, пироксен — диаллаг такой же, как и в предыдущих породах. Он и тут часто преобразован в новые минералы — в диопсид, частично в роговую обманку и биотит, частью по нему образуется рудный минерал.

Оптические свойства обоих пироксенов, диаллага и диопсида, очень близки.

Следует отметить характерную буроватую окраску диаллага и хорошо выраженную в нем дисперсию оптических осей и биссектрис. Что касается оливина, то по своим свойствам он не отличается от оливина других пород. Для присутствующего в породах ильменита характерны неправильные очертания зерен, которые в разностях, содержащих большое количество этого минерала ведут к появлению сидеронитовой структуры.

Относительные количества ильменита в габбро разнообразны. В некоторых случаях вкрапленники ильменита в поперечнике до 5 *мм* составляют до 20% всей породы, и породы переходят в рудное габбро.

Характерно то, что в таком случае в ильмените присутствуют вкрапления сульфидов: пирротина, халькопирита и пентландита. В габбро около контактов с нефелиновыми породами ильменит прорастает магнетитом, а местами последний, в свою очередь, вытесняется мелкими табличками гематита. Зерна ильменита иногда окружены оболочками из мелкозернистого агрегата коричневой роговой обманки, местами, в особенности на границе выделений ильменита с зернами плагиоклаза, образуются реакционные каемки из мелкоагрегатной смеси то красновато-коричневой слюды, то мелкозернистого титанита. Иногда наблюдаются типичные келифитовые оболочки, состоящие внутри из оболочки коричневой роговой обманки, окруженной более широко оболочкой из столбчатых кристалликов голубовато-зеленоватого амфибола. Последний носит характер щелочной роговой обманки и его образование связано с выделением щелочей из нефелиново-сиенитовой магмы. По трещинам в лабрадор иногда проникает и нефелин, который местами замещен более слабо преломляющим цеолитом. На ряду с нефелином присутствует также и бесцветный одноосный, отрицательный скаполит, обладающий совершенной спайностью по призме и прямым угасанием. Иногда реакционные оболочки из коричневой роговой обманки образуются также и вокруг зерен пироксена.

За пределами габбро-перидотитового участка на р. Малый Кальчик, главным образом по балке Вали-Тарама, имеются отдельные выходы и несколько иных габбровых пород. На правом берегу этой балки против с. Знаменки выступают грязно-серые породы, отнесенные А. С. Гинзбургом к габбро-норитам; по внешнему виду они среднезернисты, сахаровидны и состоят из среднего плагиоклаза № 30 с сильным развитием антипертитовых вростков и пироксена, представленного как гиперстеном, так и диопсидом. Присутствуют также биотит и ильменит.

Ближе к с. Калинино развиты иные породы, именно крупнозернистые габбро, состоящие из белых сильно соссюртизированных выделений лабрадора, промежутки между которыми выполнены в значительной степени разрушенным диаллагом. Породы отличаются структурой, промежуточной между габбровой и диабазовой.

П. И. Лебедев указывает на присутствие в продуктах метасоматического изменения своеобразных роговых обманок, играющих важную роль в составе других пород, — щелочных, жильных и нефелиново-сиенитовых, — именно кросситовую и баркевикитовую роговые обманки. Их оптические свойства следующие:

	N_g	N_m	N_p	$2V$	$c:N_g$	$N_g - N_p$
Кросситовая роговая обманка	Лилово-серый	Бле-дно желтовато-зеленый	Бледно-голубовато-зеленый	45	−41	0,005
Баркевикитовая роговая обманка	Оранжево-желтый	—	—	—	−7	0,024

Таблица 8

Химический состав габбро-перидотитовых пород р. М. Кальчик

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3
1	45,10	1,25	2,79	4,56	5,37	0,07	22,02	13,70	0,30	0,06	0,25
2	47,15	1,84	5,12	1,19	7,17	0,41	12,91	20,81	0,59	0,23	0,03
3	45,90	2,55	9,75	0,55	6,67	0,09	12,95	19,84	0,43	0,25	—
4	44,42	4,63	12,41	2,32	8,64	0,18	8,53	13,07	2,39	1,01	—

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f
1	18,3	16,4	0,58	1:146	46,0	0,2	0,6	19,2
2	12,3	12,1	0,64	1: 68	47,6	0,3	0,9	18,8
3	7,8	8,0	1,47	1: 67	47,5	0,3	2,1	17,6
4	4,5	5,9	1,55	1:11,6	48,6	1,5	2,3	16,2

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	2,7	70,7	26,0	0,6	77	0,17	0,83	0,37
2	5,6	51,3	41,7	1,4	90	0,20	0,70	0,71
3	10,7	48,1	40,0	9,0	90	0,30	0,76	0,83
4	17,0	47,0	30,3	6,7	128	0,22	0,59	0,65

1. Перидотит. М. Кальчик, (Л. Ф. Айнберг). 2. Пироксенит (верлит). (Морозевич). 3. Оливиновое габбро. Там же (Л. Ф. Айнберг). 4. Габбро. Б. Дементьева (Л. Ф. Айнберг).

В данном случае приведены пересчеты анализов для показания того, насколько отчетливо выступают и в химических анализах процессы дифференциации магмы, ясные и на основании изучения минералогического состава данной группы горных пород. В то же время подчеркивается случайный характер взятых образцов горных пород.

Химические свойства этой серии меланократных габбро-перидотитовых пород своеобразны и резко отличны от тех, которые характерны для аналогичных пород Волыни и средней части Украины.

Южноукраинская щелочная провинция

На щелочные породы Приазовской части Украины в последнее время обращалось особенно большое внимание, в результате чего опубликован, кроме старых работ И. Морозевича и А. И. Гинзбурга, ряд новых исследований: И. Морозевичем (1929), Л. Ф. Айнбер (1933), П. И. Лебедевым (1934) и другими; однако, несмотря на то, что участок развития щелочных горных пород на территории Украины очень невелик — между ст. Волновахой в 70 *км* от Мариуполя и Мариуполем — все же район недостаточно освещен, и ни генезис этих пород, ни вопросы их возраста окончательно не были разрешены.

Данная характеристика района развития щелочных пород составлена на основании не только данных литературных, но и того большого материала по району, который был проработан лично мной.

Щелочные породы в районе Приазовской части Украины развиты главным образом в бассейне р. Кальмиуса и Кальчика, по берегам р. Малого Кальчика (б. Шиверовая), по нижней и частью средней частям течения р. Большого Кальчика, также по балке Вали-Тарама.

Среди щелочных пород данного района следует различать две группы, резко отличные по их микроскопическим особенностям, именно: группу щелочных гранитов и сиенитов (чарнокиты П. И. Лебедева) и группу нефелиново-сиенитовых пород.

Щелочные граниты и сиениты широко развиты в районе восточной части приазовской кристаллической полосы и представлены зеленовато-серыми до черных, иногда серыми и красными среднезернистыми породами, местами переходящими в крупнозернистые и мелкозернистые разности.

Наряду с преобладающим равномерно зернистым строением в них наблюдается также и порфировидное, причем в последнем случае проявляется также и флюидальная структура.

Главными составными частями этих пород являются калиевый полевой шпат, главным образом микроклин (криптопертитовый, микропертитовый и пертитовый), плагиоклаз — олигоклаз до лабрадора, состава № 40.

П. И. Лебедев разделяет эти породы на две группы.

	Габбро-сиениты
Средние чарнокиты	Оливиново-пироксеновые сиениты
Кислые калиевые чарнокиты	Адамеллиты

Он указывает на нахождение их в нескольких местах Приазовской части и украинской кристаллической полосы (хутор Троценко в 3 *км* к северу от Старого Крыма, окрестности с. Чердаклы, окрестности Знаменка на балке Вали-Тарама, окрестности с. Калинино

(Архангельское) и там же около хутора Гетмановского, выше с. Калнино). Мной установлено широкое распространение этих пород с несколькими отдельными крупными участками, прорывающими более древние породы (мигматиты и биотитовые граниты). Эти участки, обычно неправильной формы, находятся на юго-западе от ст. Волноваха и южнее с. Дмитровки, где они окружают площади развития нефелиновых сиенитов и связанных с ними щелочных сиенитов; их небольшой выход известен около с. Анатолия, а крупный массив начинается от с. Чердаклов и прослеживается ниже по течению р. Кальчика почти до Мариуполя, до окр. с. Старого Крыма. Графитовые месторождения на востоке доходят до берегов Кальмиуса. Крупный массив находится главным образом на правом берегу Кальмиуса, южнее Каракубы, до Карани и южнее ее; имеются они также в районе Еланчика, далее на восток.

Таким образом, они занимают ряд частью крупных площадей, по всем признакам с более или менее округлыми формами распространения.

Для всех этих пород характерен определенный состав, отличающийся в различных породах только относительным содержанием тех или иных охарактеризованных далее минералов. Мироклин, обычно пертитовый до криптопертитового, играет особенно крупную роль в наиболее кислых разностях, в щелочных гранитах. Плагиоклаз присутствует во всех породах, причем, по данным П. И. Лебедева, в более основных разностях (габбро-сиенитах) он обладает составом № 40, в более кислых — в оливиново-пироксеновых сиенитах — № 25—27 и в кислых чарнокитах — № 15—20. Кварц образует обычно неправильные зерна, выполняющие остающиеся промежутки, обычно без следов катаклаза; нередко они образуют агрегаты, рассеянные в породе. Присутствуют также и микропегматитовые прорастания. Гранофировые образования описаны пока не были.

В кварцевом щелочном граните (адамеллите) или кислом чарноките, по П. И. Лебедеву, наблюдается также иногда раздробленный мозаичный кварц. Ортоклаз присутствует также, но далеко не часто и играет второстепенную роль; на присутствие его указывает Л. Ф. Айнберг.

Что касается альбита (Гинзберг), Айнберг рассматривает его как вторичный минерал, получившийся в результате замещения плагиоклаза, а также как результат интенсивного развития в микроклине пертитовых полос, которые она характеризует как инъекционные пертитовые вростки. Рассматривая щелочные граниты, как измененные метаморфизованные породы, Айнберг говорит, что чем сильнее метаморфизация, тем гуще сеть пертитовых вростков, тем больше количество пертитовых вростков, которые затем сливаются один с другим в сплошные массы альбита состава № 4—5. Более крупные зерна альбита, расположенные по краям выделений микроклина, тесным образом связаны с пертитовыми вростками, отходящими от них в микроклин.

Присутствует также и мирмекит, находящийся в явном антагонизме с процессом альбитизации: когда последняя развивается, мирмекит исчезает и наоборот.

Цветные минералы представлены большим числом их разновидностей. В особенно большом количестве обычно присутствуют раз-

ного рода амфиболы, далее пироксены, биотит, и наконец, оливин.

Характерно то, что амфиболы и пироксены в большинстве случаев принадлежат к их щелочным типам.

Щелочные амфиболы, согласно Айнберг, в районе, непосредственно прилегающем к месту развития нефелиновых сиенитов, а по моим данным и во всем районе развития щелочных гранитов, присутствуют как в тех гранитах, которые она называет известково-щелочными, так и в настоящих щелочных гранитах.

Наиболее распространены два типа амфиболов — гастингсит с параллельно симметричным расположением плоскости оптических осей, именно параллельно плоскости (010), и рибекит.

Второстепенную роль играет гастингсит с нормально симметричным расположением плоскости оптических осей — перпендикулярно плоскости (010).

Первый тип ганстингсита отличается большими показателями преломления 1,689—1,717. Сила двойного лучепреломления $N_g - N_p = 0{,}020—0{,}022$; угол угасания $c : N_g = 12—13°$. Характерна слабая дисперсия биссектрис, которая может и отсутствовать. Плеохризм весьма типичен:

N_g — зеленый до темнозеленого;

N_m — оливиново-зеленый до буровато-зеленого;

N_p — зеленовато-желтоватый.

Абсорбция: $N_g > N_m > N_p$; $2V = -36°$.

Вторая разность гастингсита резко отличается от первой как положением плоскости оптических осей перпендикулярно к плоскости симметрии (010), так и рядом других оптических свойств. В ней прежде всего к вертикальной оси ближе стоит ось N_m, в результате чего получается то положительный, то отрицательный характер удлинения. Дисперсия биссектрис и оптических осей очень сильная. Угол оптических осей уменьшается до 0° и минерал иногда почти псевдоодноосен.

В общем свойства гастингсита второго типа следующие: показатели преломления — 1,695—1,711; сила двойного лучепреломления $N_g - N_p = 0{,}011—0{,}17$; угол угасания $c : N_g = 27°$; сильная дисперсия биссектрис.

Плеохроизм минерала резко отличный от гастингсита первого типа.

N_g — зелено-бурый — серо-фиолетовый;

N_m — зеленый до темнозеленого — зеленый до голубовато-зеленого;

N_p — светлобуроватый — желтовато-зеленоватый.

Абсорбция $N_g > N_m > N_p$; $2V = 0—35°$.

Рибекит носит характер вторично образовавшегося минерала. Ему принадлежат часто крупные пластинки, состоящие из отдельных, близко расположенных, одновременно угасающих участков, прорастающих более или менее мелкозернистую полевошпатовую массу. Часто они срастаются вместе и полевой шпат, прорастая эти крупные выделения, сообщает породе пойкилитовый характер. Иногда у рибекита заметна наклонность к волокнистой структуре.

Актинолит обычно присутствует в виде мелких безцветных или слегка зеленоватых призм.

Особенно видную роль, вдали от района развития нефелиновых

сиенитов, играет буровато-зеленая роговая обманка, с характерным непостоянным плеохроизмом:

N_g — бурый, с зеленоватым оттенком, почти черный;
N_m — буро-зеленый;
N_p — светложелтый;
$N_g - N_p = 0{,}015$ и с колебаниями от 0,008 и до 0,020;
$c : N_g$ — иногда всего 10°.

Местами присутствует также более светло окрашенная голубовато-зеленая роговая обманка, с силой преломления $N_g - N_p = 0{,}035$ или немного большей. Угол угасания $c : N = 10—15°$, иногда 5—0°.

Иногда присутствует типичный киевит, почти бесцветный, слабожелтоватый, игольчатый или радиально-лучистый,

$N_g - N_p = 0{,}050$.

В районе долины р. Кальмиуса (у Чермалыка и др.) в аналогичных гранитах присутствует своеобразная роговая обманка, характерной особенностью которой является прежде всего своеобразный плеохроизм:

N_g — темнозеленый;
N_m — густой индигово-синий, без фиолетового оттенка;
N_p — светлокоричневый, частью почти бесцветный.

Минерал обладает сильной дисперсией биссектрис: $c : N_g$ для красного 18°, для синего и фиолетового 50°.

$N_g - N_p = 0{,}009$, а в некоторых случаях сила двупреломления меньше.

Эта роговая обманка ближе всего подходит к рибекиту Аильза-Краг, описанному Тиллем (1891) и к типу III Айнберг.

Интересны нарастания роговых обманок с разными оптическими свойствами одна на другую:

Таблица 8а

В ядре	В средней части	В оболочке
N_g Бледнофиолетовый, почти бесцветный	Светлофиолетовый	Светлокоричневый, иногда с светлозеленым оттенком
N_m Бледнозеленый, почти бесцветный	Густой индигово-синий	Оливково-зеленый, довольно темный
N_p Слабозеленовато-желтый	Светлый, фиолетово-зеленый	Изумрудно-зеленый
Интертеференцион. окраска довольно высокая	Высокая	Низкая
Дисперсия слабая	Резко выраженная	

Наконец, последний тип — голубая роговая обманка, также встречающаяся в отдельных типах щелочных гранитов, отличается резко выраженным плеохроизмом, при котором голубая окраска переходит местами в изумрудно-зеленую; $N_g - N_p = 0{,}009$; $c : N_g = 19°$.

Таким образом, в щелочных гранитах мы видим поразительное разнообразие роговых обманок, принадлежащих щелочным амфиболам различного состава. Среди них имеются такие типы, как гастингситы, кросситы, рибекиты, указывающие на принадлежность этих пород к породам щелочным, тесно связанным с щелочными сиенитами и далее с нефелиновыми сиенитами, что подтверждается и данными химических анализов этих пород.

Встречающиеся в породах пироксены также довольно разнообразны; обычно они присутствуют в щелочных гранитах в меньшем количестве, чем амфиболы. Среди пироксенов встречаются авгит, диаллаг, эгирин-авгит, эгирин. Диаллаг присутствует в породах редко и в разных частях гранитовых массивов, образуя диаллаговые граниты.

Диаллаг встречается преимущественно один, реже с другими пироксенами. Точно также самостоятельно иногда присутствуют, обычно в виде короткостолбчатых зерен, эгирин или эгирин-авгит, с характерными для них свойствами.

Все минералы этих пород, играющие видную роль среди полевых шпатов — альбит, далее разнообразные щелочные амфиболы и пироксены — придают им своеобразный характер и дают основания объединять их в одну генетическую группу с щелочными породами, от которых они отличаются только присутствием кварца. Интересно то, что имеются некоторые общие свойства, сближающие эти породы с рапакиви. Так, для последних характерно присутствие тождественной темнозеленой роговой обманки с малым углом оптических осей, присутствующей как в щелочных гранитах и сиенитах, так и в рапакиви и рапакививидных гранитах средней и северо-западной Украины и бассейна р. Кальчика. Общим признаком является и присутствие волокнистого, частью радиально-лучистого бесцветного киевита, и, наконец, оливина, сохраняющегося главным образом внутри роговой обманки, частью и в пироксене, в виде неправильных, как бы изъеденных, зерен, превращенных в большей или меньшей степени в пироксены и затем в амфиболы. Сходство проявляется и в присутствии флюорита.

Резко отличаются щелочные граниты от рапакивы и других родственных им пород северо-западной и средней Украины наличием обилия щелочных роговых амфиболов и пироксенов, отсутствующих в породах более северных районов Украины.

Кварцевые сиениты, выделенные А. С. Гинзбергом (1916), самостоятельной группы не образуют, а представляют собой переход к щелочным сиенитам. В общем группа щелочных гранитов, согласно П. И. Лебедеву, представляет чарнокитовую серию, крайне неустойчивую в минералогическом и химическом отношениях, при чрезвычайно большом макроскопическом сходстве пород, входящих в состав этой группы. Мои наблюдения показали, что эти породы, отличающиеся чрезвычайно большим постоянством внешнего вида и различаемые большей частью только при лабораторных исследованиях под микроскопом или при помощи химического анализа, пользуются чрезвычайно широким распространением в восточной части Приазовского кристаллического массива или, что то же, по западной окраине Донбасса, где они вскрыты рядом каменоломен, в особенности крупных — около Чердаклов, близ ст. Кальчик. Здесь они разраба-

тываются на бут и на более или менее крупные блоки. Они прекрасно полируются и дают хороший материал для облицовки.

Щелочные сиениты. Группа щелочных сиенитов пользуется широким распространением среди щелочных гранитов, образуя среди них отдельные участки то более крупные, то более мелкие, выделить которые в поле представляется весьма затруднительным ввиду чрезвычайно большого сходства этих сиенитов при темной окраске их и структуре: то равномернозернистой, то порфировидной, иногда и флюидальной, с щелочными гранитами.

Под микроскопом установлен ряд типов их как П. И. Лебедевым, так и Айнберг. П. И. Лебедев выделяет из числа их так называемые им средние чарнокиты, с подразделениями на габбро-сиениты и оливиновые пироксеновые сиениты, которые он включает в комплекс основной магмы, ставя их в тесную связь с габбро-перидотитовыми породами и отделяя их от щелочных пород, называемых им щелочными и кварцево-щелочными сиенитами, относящимися им к щелочной магме.

П. И. Лебедев среди этих щелочных сиенитов, относящихся к производным щелочной магмы, выделяет следующие типы:

	Фация массивных пород	
1. Щелочные сиениты	Авгитовые Терамитовые (гастингситовые) Графитовые Кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты)	
	Фация жильных пород	
2. Щелочно-пегматитовая серия	Микронордмаркиты Щелочные пегматиты	а) микроклин-эгириновый тип б) микроклин-тарамитовый (гастингситовый) тип

С этой группой пород тесно связаны щелочные ненасыщенные породы, которые рассматриваются в дальнейшем.

П. И. Лебедев выделяет из данной группы такие породы, как жильные габбро-сиениты.

К этой же группе горных пород, именно к щелочным сиенитам, мы в дальнейшем присоединяем габбро-сиениты и оливиновые пироксеновые сиениты, так как они носят явно щелочной характер и неразрывно связаны, с одной стороны, с щелочными гранитами, как более кислой фацией, с другой стороны, с типичными ненасыщенными щелочными породами и теми щелочными насыщенными породами, которые также и П. И. Лебедев относит к щелочным.

В минералогическом отношении щелочные сиениты не отличимы от щелочных гранитов, если отбросить присутствующий в последних кварц. В них также видную роль играют микроклин с пертитовой, микропертитовой и криптопертитовой структурой; альбит самостоятельно почти не проявляется или проявляется лишь в некоторых случаях, главным образом вдали от области развития нефелиновых сиенитов, где альбит и кислые плагиоклазы образуют отдельные зерна и таблитчатые выделения.

Остальные цветные минералы представлены различными амфиболами, среди которых присутствуют как гастингситы, так и рибекиты, кросситы и другие. Среди гастингситов имеются как светлые, так и темные разности, отличающиеся одна от другой плеохроизмом.

В районе, прилегающем к нефелиново-сиенитовым массивам, присутствуют также кросситы густоокрашенные, с чрезвычайно резко выраженной дисперсией биссектрис, слабым двулучепреломлением $N_g - N_p = 0{,}002$, с густой окраской N_g от темной, почти черной, густо-синей или индигово-синей; N_m бледнозеленой и N_p и бледножелтой. Эта роговая обманка близка к кросситу; она не только образует неправильной формы зерна и кристаллы в щелочном кросситовом сиените частью с красноватым полевым шпатом, но так же и пересекающие его жилки, толщиной от 1 миллиметра и менее и до 0,5—0,7 *см*. По Айнберг, близкая к такому амфиболу роговая обманка, согласно данным химического анализа, приведенного ею, занимает промежуточное место между рибекитом и глаукофаном. В других местах ее находили только в сланцах и в контактных породах. Присутствуют также те же пироксены — авгит, частью зеленый, диаллаг, эгирин-авгит, в некоторых случаях также и эгирин. Таким образом, имеются те же минералы, которые присутствуют и в щелочных гранитах. Уже отсюда видна тесная связь этих пород с типичными щелочными гранитами. Присутствует иногда также и оливин, а в отдельных разностях — графит в количестве до 9%, далее также апатит, титанит и другие минералы.

Среди щелочных сиенитов можно выделить на основании исследований моих, Л. Ф. Айнберг, П. И. Лебедева, И. Морозевича, А. С. Гинзберга ряд типов в зависимости от их минералогического состава:

1. Кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты), развитые не только в северном районе, но и в ряде других мест восточной части Приазовского массива; они близки по своему составу и структуре к щелочным гранитам.

2. Авгитовые сиениты (Морозевич) и пироксеново-амфиболовые сиениты (Айнберг).

3. Диаллаговые, эгирин-авгитовые и эгириновые сиениты.

4. Графитовые сиениты, как особый тип, содержащий многочисленные мелкие и крупные кристаллики чешуйки графита, заимствованные скорее всего щелочной магмой при прорыве ею графитовых гнейсов, развитых в этой части Приазовского массива, в частности около Старого Крыма и ст. Сартаны, близ Мариуполя.

Графитовые сиениты встречены Морозевичем, также и Айнберг в районе балки Лисьей. Некоторые типы его также содержат гастингсит, почему Айнберг и называет эти последние разновидности сиенитов графито-гастингситовыми сиенитами.

5. Амфиболовые (гастингситовые, тарамитовые, кросситовые и другие) сиениты, среди которых различаются одни с гастингситом с параллельно симметричным, другие с нормально симметричным расположением плоскости оптических осей; первая разность пользуется особенно широким распространением вблизи области развития нефелинового сиенита в верхней части течения р. Малый Кальчик. Вторая разность сиенитов с гастингситом другого типа образует обычно шлировые выделения среди амфиболово-пироксеновых щелочных сиенитов.

Особое положение занимают отдельные разности кросситовых сиенитов балки Вали-Тарама, недалеко от с. Октябрьское. Эти сиениты,

окрашенные в красный цвет, интересны еще по той причине, что они по всем признакам подвергались вторичному нагреванию после образования в них трещин, судя по тому, что они пронизаны частью очень тонкими прожилками, толщиной до долей миллиметра, кроссита, частью же имеются и жилки до 0,5 *см* толщиной из крупнозернистого агрегата того же кроссита.

В общем сиениты данного района отличаются поразительным разнообразием состава, также и структуры. При попытке выделить те или иные типы по тем или иным характерным минералам — по различным амфиболам, пироксенам, присутствию биотита и т. д., получается большое число разновидностей, помимо перечисленных выше; все это указывает на чрезвычайно непостоянный состав той магмы, из которой они образовались.

Характерно присутствие фтора, иногда в довольно большом количестве, входящего в состав плавикового шпата, в щелочных сиенитах Приазовского района, а также в широко распространенных тех же породах, также и в гранитах, щелочных амфиболах; в кроссите — крокидолите из щелочного сиенита Мариупольского района, по данным Л. Ф. Айнберг, присутствует 1,69% F, по данным И. Морозевича, в амфиболе, названном им фтортарамитом (тастингсите) из щелочного сиенита оттуда же присутствует до 1,75 *F* (табл. 9, рис. 8).

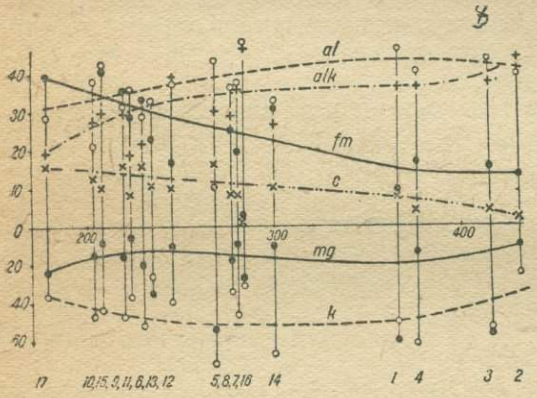


Рис. 8. Вариационная диаграмма (по Ниггли) насыщенных пород юго-восточной части Украины. № 1—16.

Сравнение химических анализов, нанесенных на диаграмму, Ниггли, показывает, что все эти породы тесно связаны генетически друг с другом, судя по сравнительно плавным генетическим линиям. Исключение составляют графитовый сиенит, отличающийся избыточно щелочным характером, и один из авгитовых сиенитов балки Вали-Тарама (12). Остальные отличаются сравнительно небольшими отступлениями от плавной генетической линии для всех чисел Ниггли. Для этих пород характерна значительная величина *k*, и сравнительно малая *mg*. Отдельные типы приближаются к ненасыщенным, судя по величине *qz*, которая ниже нуля для авгитовых сиенитов Вали-Тарама (12, 13), также для меланократного гастингситового сиенита (15).

Ненасыщенные щелочные породы. Ненасыщенные щелочные породы, представленные разнообразными нефелиновыми сиенитами развиты на территории Украины только в Приазовском массиве, в восточной его части. Глубинные породы этого типа выступают в 7 *км* к югу от ст. Волноваха, где они образуют два сравнительно небольших массива, из которых один юго-западный, больших размеров находится к югу от с. Октябрьского (Сретенки), другой меньших размеров —на северо-восток, — к востоку от того же села.

Таблица 9

Химический состав насыщенных щелочных пород (сиенитов и гранитов) Приазовского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	72,58	0,50	14,53	0,15	1,34	—	0,36	1,33	3,31	5,43
2	74,16	0,61	11,85	2,61	0,37	0,06	0,14	0,35	3,14	6,01
3	73,33	0,37	13,28	1,74	0,97	0,04	0,24	0,63	3,22	5,56
4	71,06	0,53	13,35	1,13	2,15	0,14	0,27	0,88	2,80	6,76
5	64,44	0,66	17,82	0,36	1,04	0,05	0,90	3,58	2,13	8,12
6	62,06	0,96	13,53	5,01	4,80	0,20	0,78	3,90	2,92	4,91
7	63,95	0,19	16,28	3,80	1,68	0,12	0,23	1,99	4,95	6,06
8	65,09	0,78	15,37	1,79	4,18	0,09	0,72	1,87	3,92	5,18
9	61,14	0,92	14,88	4,54	5,76	0,12	1,14	4,19	3,01	3,75
10	58,54	0,68	19,25	1,28	5,02	0,12	0,58	3,82	4,43	5,64
11	62,39	0,56	16,87	2,36	3,60	0,13	0,43	1,04	4,38	5,81
12	63,35	0,50	16,25	2,86	1,48	0,16	0,32	2,20	6,32	6,00
13	63,31	0,24	15,03	3,67	1,66	—	1,39	2,61	6,98	3,88
14	67,04	0,72	12,56	1,39	6,17	0,11	0,38	2,17	3,05	5,04
15	58,30	1,09	15,72	2,00	7,61	0,21	0,42	2,45	4,97	5,45
16	59,25	0,49	17,26	0,31	0,07	—	0,07	0,16	6,85	4,88

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,13	8,5	3,8	1,70 : 1	80,0	12,8	2,8	4,4	4,8
2	1,08	9,4	4,4	10 : 1	82,0	13,8	0,8	5,4	7,5
3	1,03	8,7	4,4	3,4 : 1	79,2	13,8	0,8	5,4	4,7
4	1,24	8,6	3,6	2,2 : 1	79,5	12,6	1,5	5,9	3,8
5	1,27	6,1	2,5	1,2 : 1	73,0	10,2	4,5	5,3	2,9
6	1,58	6,4	2,2	1 : 1,6	71,3	6,0	2,0	12,0	4,8
7	1,16	5,9	2,6	2,2 : 1	73,0	11,2	1,2	7,5	5,5
8	1,35	6,8	2,7	1,2 : 1	73,5	9,4	2,6	8,0	5,3
9	1,56	5,9	2,1	1 : 2,1	70,5	6,8	6,0	7,2	5,5
10	1,45	5,0	1,9	1 : 1,2	67,0	8,8	3,8	7,6	5,4
11	1,48	6,4	2,1	1 : 1,0	70,2	9,8	0,2	9,8	5,3
12	1,28	6,0	2,5	2,3 : 1	72,0	11,6	0,0	8,4	6,2
13	1,54	6,2	2,4	1,5 : 1	71,4	9,7	0,0	10,3	7,3
14	1,78	8,5	2,7	1 : 1,3	75,6	8,0	1,8	10,2	4,8
15	1,80	5,8	2,6	1 : 1,2	67,7	8,4	1,0	10,6	5,8
16	0,98	5,8	3,0	17 : 1	73,0	18,4	0,4	1,2	6,8
17	1,68	5,5	1,6	1 : 2,2	65,5	5,4	2,4	12,2	6,3

Продолжение табл. 9

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	46,4	9,8	7,8	36,0	364	0,50	0,30	0,80
2	40,0	13,4	2,1	44,5	430	0,25	0,10	0,16
3	43,9	14,5	4,0	37,6	415	0,54	0,56	0,28
4	41,4	16,7	4,9	37,0	377	0,61	0,13	0,99
5	43,4	10,0	16,0	30,0	268	0,71	0,53	0,15
6	29,1	33,4	15,5	22,0	231	0,52	0,18	0,46
7	38,0	18,8	8,6	34,6	281	0,45	0,08	0,45
8	37,5	24,6	8,5	29,4	280	0,37	0,18	0,35
9	31,0	35,0	15,7	28,3	219	0,47	0,17	0,57
10	38,6	20,4	12,0	27,0	203	0,46	0,15	0,68
11	35,7	28,0	7,7	28,6	226	0,37	0,08	0,88
12	37,0	15,6	9,0	38,4	246	0,39	0,12	0,58
13	32,6	23,1	10,2	34,1	235	0,27	0,34	0,44
14	32,9	30,1	10,3	26,7	300	0,67	0,09	0,34
15	32,1	30,1	9,1	28,6	205	0,43	0,07	0,30
16	49,4	2,4	0,8	47,4	280	0,32	0,28	0,33
17	28,1	38,1	14,4	19,4	181	0,37	0,22	0,38

1. Биотитовый гранит. Балка Вонючая, р. Малый Кальчик. (Л. Ф. Айнберг). 2. То же. Балка Вали-тарама. (И. Морозевич). 3. Известково-щелочной гранит. Правый склон р. Кальчика. (Л. Ф. Айнберг). 4 и 5. Щелочный гранит. Там же. (Л. Ф. Айнберг). 6. Диаллаговый гранит. Балка Хлебодаровка. (Л. Ф. Айнберг). 7. Щелочной кварцевый сиенит. Нордмаркит. Балка Вали-Тарама. (А. С. Гинзберг). 8. Габбро-сиенит. Балка Хлебодаровка. (П. И. Лебедев). 9. То же (адамеллит) С. Анатолия. (А. С. Гинзберг). 10. То же. Правый берег Кальчика в 3 км от Старого Крыма. (П. И. Лебедев). 11. Габбро-сиенит. Х. Мозакова, окр. Старого Крыма. (П. И. Лебедев). 12 и 13. Авгитовый сиенит. Балка Вали-Тарама. (И. Морезевич). 14. Нордмаркит (микронордмаркит). (П. И. Лебедев). 15. Щелочной гастингситовый сиенит меланократный. Балка Вали-Тарама. (Л. Ф. Айнберг). 16. Графитовый сиенит. Лисья балка. (И. Морозевич). 17. Щелочной сиенит («украинит») Чермалык. х. Вагнера, р. Кальмиус. (Н. И. Безбородько).

Они же образуют отдельные выходы по склонам балки Мазуровой, также и отдельные выходы по долине р. Малый Кальчик (балка Шиверова) у устья балки Мазуровой и выше против балки Вонючей. также и по балкам, впадающим справа в балку Шиверовую, — Деменниковой и Дехтеревой.

Кроме того, имеются отдельные жилы нефелинового сиенита и близких к нему пород по балке Вали-Тарама. П. И. Лебедев относит их к сельвсбергитам, или грорудитам Бреггера. Дайка кислого кварцевого тингуаита имеется на балке Таловой, впадающей в р. Грузский Еланчик.

Сюда же относится система ненасыщенных жильных пород, мончикитов и камптонитов, описанная впервые И. Морозевичем, присутствие которой установлено им по р. Крынке, в системе р. Миуса, и далее на восток.

Ненасыщенные щелочные породы разделены П. И. Лебедевым на следующие типы[1]:

Фация массивных пород

2. Нефелиновые сиениты (фойаиты)	Тарамитовые (гастингситовые)	а) лейкократовый тип
	Эгириновые	б) меланократовый тип
2. Мариуполиты	Маланократовые	
	Промежуточные	
	Лейкократовые	

Фация жильных пород

1. Ультращелочная пегматитовая серия		а) эгирин-нефелиновый тип б) нефелин-содалитовый тип
2. Грорудитово-сельвсбергитовая серия	Кварцевые тингуаиты Сельвсбергиты	
3. Лампрофировая серия	Мончикиты Камптониты	
4. Апатито-флюоритовые	пневматолиты	

В общем для нефелиновых сиенитов и мариуполитов Приазовского массива характерно крайнее непостоянство их минералогического и химического составов и структуры. По существу тот список пород, который указан П. И. Лебедевым в его таблице, является сугубо ориентировочным и схематическим. В действительности ненасыщенные породы Приазовского массива отличаются значительно большим разнообразием комбинаций тех минералов, которые входят в их состав. К этим главным минералам можно отнести следующие:

1) Полевые шпаты: микроклин, обычно сильно пертитовый и микропертитовый, и альбит.

2) Заместители полевых шпатов: нефелин, канкринит, содалит.

3) Мафические минералы (цветные): эгирин, эгирин-авгит, гастингсит (тарамит), ряд других щелочных амфиболов, лепидомелан.

4. Мусковит.

Акцессорные характерные минералы: циркон, беккелит, пирохлор.

И. Морозевич, исходя из разнообразия минералогического состава этих пород, дал им ряд названий, в зависимости от присутствия в них тех или иных главных и акцессорных минералов, также и характерных структур. Как видно из составленной им таблицы с числовыми показателями относительных количеств минералов в химически проанализированных им породах, состав их крайне разнообразен:

---

[1] Начало таблицы, классификации щелочных пород см. стр. 62.

Таблица 9а

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Альбит	54,0	47,5	40,0	57,0	63,0	51,2	47,0	45,0	73,7
Нефелин	7,5	27,5	25,0	20,0	24,0	36,0	29,0	40,0	13,5
Калиевый полевой шпат . . .	3,0	3,0	15,0	—	—	—	12,0	5,0	—
Содалит	—	—	—	5,0	—	—	—	—	—
Канкринит	—	—	1,0	9,0	5,0	—	—	—	—
Эгирин	34,0	20,0	17,0	7,0	—	9,0	8,0	7,0	7,3
Лепидомелан . .	—	—	—	—	6,0	—	—	—	3,7
Циркон	—	1,3	—	—	1,3	0,1	—	—	1,8
Пирохлор	—	0,2	—	—	—	0,3	—	—	—
Беккелит	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—
Флюорит	—	0,5	1,0	0,6	—	0,2	—	—	—
Прочие минералы	1,5	—	1,0	1,4	0,7	—	4,0	3,0	—

Только среди мариуполитов, т. е. бедных калиевым полевым шпатом, разновидностей нефелиновых сиенитов Приазовского массива И. Морозевич насчитывает 9 типов:

1) Меланократовый мариуполит.
2) Гнейсовидный мариуполит.
3) Плотный фонолитовидный мариуполит.
4) Мелкозернистый мариуполит с содалитом и канкринитом.
5) Порфировый мариуполит с лепидомеланом.
6) Порфировидный мариуполит с беккелитом.
7 и 8) Крупнозернистый мариуполит.
9) Лейкократовый мариуполит.

Однако, к этим типам, исходя из относительного содержания минералов и структуры мариуполитов, можно прибавить ряд других разновидностей, отличающихся содержанием беккелита, лейкократовые мариуполиты разной структуры, различные типы мариуполитов с флюидальной структурой, мариуполиты с канкринитом, трахитовидные мариуполиты; в отношении относительного содержания салических и мафических минералов можно различать типы лейкократовые, мезотипные и меланократовые.

Среди нефелиновых сиенитов П. И. Лебедев различает пять типов следующего количественного минералогического состава (см. стр. 69).

Однако, и этими типами не ограничивается разнообразие нефелиновых сиенитов в связи с очень большим количеством вариаций, в которых в данной группе горных пород встречаются главные и характерные минералы.

Разнообразие пород настолько велико и число типов настолько значительно, а смена их происходит в массиве так быстро, что в одном

Гастингситовые (тарамитовые) *Таблица 9б*

	Лейкократовый		Меланократовый		Эгириновый
	1	2	3	4	5
Микроклин-пертит	—	56,3	—	53,30	—
Калиевый полевой шпат . . .	32,0	—	23,0	—	20,0
Натровый полевой шпат . .	20,0	1,1	31,0	1,0	20,0
Нефелин	30,0	36,0	21,0	21,3	30,0
Тарамит (гастингсит)	14,0	6,6	20,0	1,4	—
Эгирин	—	—	—	—	20,0
Акцессорные минералы . . .	4,0	—	5,0	—	5,0

и том же штуфе можно видеть несколько типов пород одновременно, например: одновременно крупнозернистый содалитовый мариуполит, эгириновый мариуполит мелкозернистый, почти плотный, лейкократовый мариуполит, беккелитовый крупнозернистый мариуполит, мелкозернистый циркониевый мариуполит, в других случаях одновременно присутствуют совершенно иные типы пород.

Следует отметить, что в результате работ Морозевича и Айнберг установлено присутствие двух участков с различными типами насыщенных пород: юго-западный — нефелино-сиенитовый (фойаитовый) и северо-восточный — мариуполитовый с преобладанием в каждом из них указанных пород, причем одновременно присутствуют представители и другой группы, играющие подчиненную роль.

Характер минералов в породах обеих групп, в общем, одинаковый, с некоторыми характерными особенностями каждого из них в отдельности.

Микроклин-пертит крупноперититовый с ленточным альбитом, с преобладанием альбита по краям кристаллов микроклина; состав микроклин-пертита, по данным И. Морозевича, $Or_{67}Ab_{33}$. Альбит, образующий пертитовые вростки состава № 0—4.

Частью минерал микропертитовый и криптопертитовый, в общем, не отличим от крупнорешетчатого типа его в щелочных сиенитах и щелочных гранитах.

Альбит (№ 0—4) частью играет совершенно подчиненную роль и в ряде нефелиновых сиенитов входит только в состав пертитовых вростков, частью же образует самостоятельные таблитчатые кристаллы. Состав его в мариуполитах, по П. И. Лебедеву, — 96,8% Ab, 1,8% Or, 11,4% An.

Нефелин развит в виде неправильных аллотриоморфных зерен в одних типах пород и в виде резко идиоморфных таблитчатых гексагональных кристаллов — в других. Отличается замечательной свежестью, микроскопически в мариуполитах иногда водянопрозрачен, часто образуя крупные вкрапленники.

По И. Морозевичу, состав нефелина этих пород характеризуется отношением молекул нефелина и калиофиллита, равным 4 : 1 при

$$N_g - N_p = 0{,}005.$$

Канкринит присутствует то в виде мелкозернистых агрегатов желтого цвета, то в виде крупнозернистых масс, иногда составляющих главную часть породы (типичные канкринитовые сиениниты), часто встречается вместе с содалитом. Цвет его светложелтый до густожелтого, в особенности в свежих изломах. Можно различать канкринитовые мариуполиты и канкринитовые нефелиновые сиениты (канкринитовые фойаиты). Обычно зерна его располагаются независимо одни от других, в других случаях — они мало отличаются одни от других своим положением и как бы связаны друг с другом постепенными переходами в виде волнистого угасания. Можно думать, что канкринит образуется в породах под влиянием пневматолитических агентов.

Вместе с канкринитом появляется синий, под микроскопом бесцветный и обычно водянопрозрачный содалит; он развит в виде крупных зерен.

В некоторых случаях присутствует также и натролит.

$$2V = +54 - 57^\circ,\ N_g - N_p = 0{,}011.$$

Амфиболы представлены щелочными роговыми обманками, среди которых наиболее видную роль играют гастингситы, названные И. Морозевичем тарамитами, в связи с их крайне оригинальными свойствами и отличающиеся к тому же, как установлено было И. Морозевичем, содержанием фтора в количестве до 0,13—0,29% молекулярных и воды до 8,65% молекулярных, при удельном весе до 3,48 и при температуре плавления около 1000°.

Оптические свойства гастингсита те же, что и в гранитах и сиенитах.

Оптические свойства обеих групп щелочных амфилобов, гастингсита (Айнберг) и тарамита (И. Морозевич), одинаковы. Резко отличаются данные относительно плеохроизма:

	N_g	N_m	N_p
И. Мозоревич:	Темнозеленый	Сине-зеленый зеленовато-голубой	Светложелтый
Айнберг	Зелено-бурый, почти черный	Зеленый до темно-зеленого	Светлобуроватый, желтый

Гастингсит (тарамит) особенно широко распространен среди нефелиновых сиенитов (фойаитов) и редко встречается среди мариуполитов. Гастингсит фойаитов нередко окружен оболочкой из эгирина.

Эгирин, крайне разнообразный по форме, развит обычно удлиненными кристалликами; он часто игольчатый или длиннопризматический, в других случаях, в особенности в мариуполитах, более короткостолбчатый, как и в нефелиновых сиенитах.

Первый тип отличается, судя по данным химического анализа И. Морозевича, содержанием 30—36 *мол* эгирина $NaFeSi_2O_8$ на 1 *мол* метасиликата железа, магния, кальция и марганца, во втором типе — всего 6—10 *мол* на 1 *мол* последнего силиката.

Кроме того, И. Морозевичем установлено присутствие пироксена, отличающегося своеобразными свойствами с косым угасанием:

$$b = N_m,\ c = N_p$$

$$N_g - N_p - 0{,}033,\ \ 2V - +22^\circ,\ \ N_m = 1{,}70,$$

повидимому, он близок к энстатиту. Присутствует одновременно с эгирином.

Лепидомелан присутствует главным образом в отдельных типах лепидомелановых мариуполитов, но рассеян крайне неравномерно и в других типах. Обычно минерал образует хорошо ограниченные порфировидные гексагональные кристаллы (фенокристаллы), выделяемые довольно легко из окружающего их салического агрегата. Лепидомелан содержит до 28% окислов железа и до 1,52% фтора, что резко отличает его от других, близких к нему лепидомеланов. Он одноосен, желто-бурый, иногда почти черный до светло-желто-буроватого.

В некоторых штуфах мариуполитов присутствуют мелкие и крупные до 0,5 *см* в поперечнике кристаллы циркониевого минерала беккелита коричнево-красноватого очень слабо поляризующего и танталового минерала — пирохлора — желтовато-медового, изотропного. В первом из них показатель преломления около 1,812, во втором — 2,012. Особенно крупные кристаллы дает пирохлор.

Довольно част циркон, обычно скелетными кристаллами, иногда его много.

Присутствует также иногда в значительном количестве плавиковый шпат, то бесцветный, то розоватый или зеленый, фиолетовый, выполняющий пустоты в мариуполитах и в нефелиновых сиенитах (фойаитах).

Структура фойаитов разнообразна: крупнозернистая, среднезернистая до мелкозернистой, переходящей местами в плотную; равномернозернистая до резко выраженной порфировидной; вполне массивная до той, которую ряд петрографов называет гнейсовидной, на самом деле резко выраженной флюидальной, благодаря распределению породообразующих минералов — темноцветных и светлых; гипидиоморфная структура до резко выраженной типичной трахитовой.

Имеются типы пород со структурой, типичной для хибинитов, с крупной трахитоидной структурой и также довольно резко выраженной флюидальной.

Встречаются также мелкотрахитовые структуры с переходом к фонолитоидной.

Последовательность кристаллизации минералов далеко не постоянная, что хорошо видно и по относительной степени идиоморфизма, например альбита и нефелина — нефелин то резко идиоморфный, то резко аллотриоморфный. Точно также циркон: то образует резко идиоморфные кристаллы, то скелетно прорастает кристалликами, иногда скелетными, главным образом альбита, частью и других минералов.

Поэтому и схема последовательности кристаллизации минералов в содалитовом мариуполите, данная Б. М. Куплетским (1933), является только примерной схемой для одного участка нефелиново-сиенитового (мариуполитового) массива, как и схема кристаллизации их по И. Морозевичу в том виде, как они даются далее на стр. 72.

Таким образом, в зависимости от минералогического состава и структуры можно различать огромное число разновидностей, как нефелиновых сиенитов, так и мариуполитов.

Схема кристаллизации минералов в мариуполитах (по И. Морозевичу)

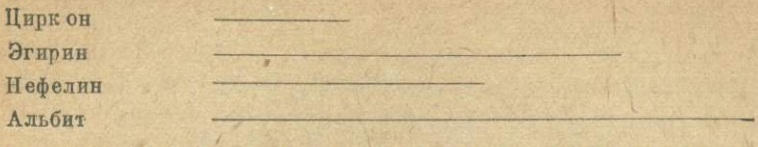
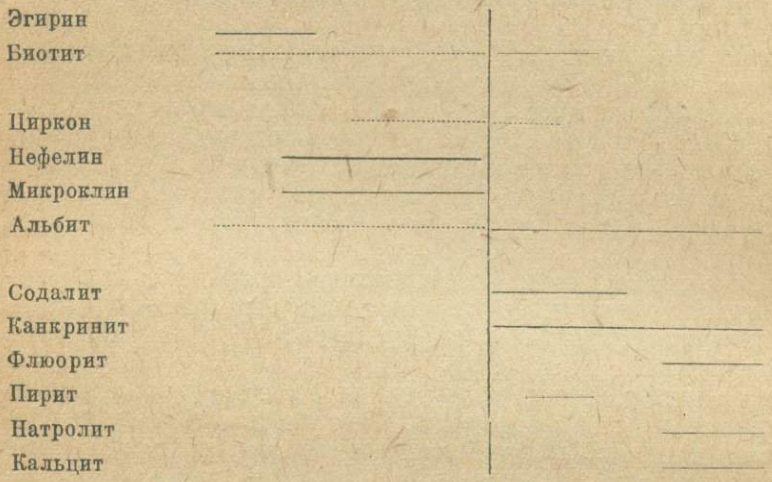


Диаграмма последовательности кристаллизации минералов в содалитовых мариуполитах (по Б. М. Куплетскому)



И. Морозевич выделяет следующие типы нефелиновых сиенитов (фойаитов):

1) тарамитовый фойаит трахитоидный,
2) плотный тарамитовый фойаит,
3) жильный тарамитовый фойаит,
4) эгириновый фойаит.

Айнберг выделяет значительно большее число разновидностей фойаитов, прежде всего нормальный лейкократовый среднезернистый тип и меланократовый мелкозернистый до плотного, шлирового характера.

Следует отметить, что это подразделение также носит случайный характер, так как лейкократовые типы здесь иногда и очень мелкозернисты.

Среди фойаитов Айнберг выделяет, кроме того, как наиболее распространенные следующие типы, в зависимости от характерных составных частей: 1) гастингситовые, 2) канкринитовые, 3) пироксено-амфиболовые.

Ясно выступает и разница сравнительно с данными Морозевича: это совершенно естественно — каждый новый штуф фойаита Приазовского района дает новые результаты в отношении химического и минералогического состава.

П. И. Лебедев выделяет следующие типы фойаитов Приазовского массива.

I. Тарамитовые (гастингситовые) нефелиновые сиениты (фойаиты): 1) лейкократовый тип, 2) меланократный тип.

II. Эгириновые нефелиновые сиениты.

Все эти схемы разделения фойаитов на группы носят в значительной степени случайный характер, и наиболее правильной можно считать схему П. И. Лебедева.

Среди мариуполитов установивший это название И. Морозевич различает следующие типы, пользуясь по существу случайными признаками — основываясь то на минералогических, то на структурных данных:

1) лейкократовый мариуполит, полосатый;
2) циркониевый мариуполит, гнейсовидный;
3) содалитово-канкринитовый мариуполит — мелкозернистый;
4) лепидомелановый мариуполит — порфировидный;
5) беккелитовый мариуполит, порфировидный;
6) нормальный мариуполит — крупнозернистый;
7) микропертитовый мариуполит, меланократовый;
8) фонолитовый мариуполит, плотный.

Айнберг, стремясь внести поправку в схему терминологии Морозевича, указала на необходимость отделения типов структурных от минералогических. Ее терминология типов мариуполитов следующая:

Текстурные типы	Минералогические типы
1) Мелкозернистый меланократовый.	1) Гастингситовый.
2) Плотный роговикового сложения, лейкократовый.	2) Эгириновый.
3) Полосатый.	3) Циркониевый.
4) Пегматитовый крупнозернистый, порфировидный.	4) Лепидомелановый.
	5) Содалитовый.

П. И. Лебедев указывает на чрезвычайно непостоянный характер мариуполитов в связи с влиянием на их состав и структуры пневматолических агентов и считает устойчивыми два типа — меланократовый и лейкократовый.

Как указано мной выше, все мариуполиты отличаются поразительным разнообразным минералогическим, структурным и текстурным характером и поэтому среди них можно выделить значительно большее число типов, в частности такие, как канкринитовые, канкринито-содалитовые, беккелитовые и пирохлоровые, эгирин-хибинитоидные, стингситовые и другие, или по текстуре — трахитоидные, трахитовые, флюидальные и т. д.

Данные химического состава показывают значительные колебания состава всех этих нефелиновых сиенитов, причем особенно велики колебания состава в районе развития мариуполитов.

Все эти породы генетически тесно связаны друг с другом, причем явно выступают две ветви — фойаитовая и мариуполитовая, отличающиеся одна от другой главным образом величиной k (табл. 10, рис. 9).

Пегматиты. В составе нефелиновых массивов, как фойаитовых, так и мариуполитовых, видную роль играют также и пегматитовые разности, отличающиеся крупными размерами входящих в их состав кристаллов эгирина, нефелина и полевых шпатов.

Б. М. Куплетский, изучавший пегматиты этого района (1933), указал на присутствие здесь двух разных групп пегматитов — один

Таблица 10

Химический состав ненасыщенных щелочных пород восточной части Приазовского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	F
1	54,57	0,56	20,32	3,53	3,15	0,26	1,67	8,78	5,82	0,19
2	56,10	0,18	21,44	1,43	3,82	0,34	1,60	8,92	5,30	—
3	53,90	0,22	21,46	1,88	5,22	0,41	2,10	8,71	5,20	—
4	55,92	0,53	18,57	2,08	4,29	0,12	2,05	7,97	5,77	0,28
5	54,01	0,72	12,16	5,63	2,09	2,25	2,64	8,88	5,63	0,28
6	54,32	0,30	18,27	6,13	0,81	0,27	2,03	9,66	4,87	0,30
7	61,01	—	16,85	1,49	5,53	0,19	2,95	4,37	6,22	—
8	61,52	—	21,74	0,36	—	Нет	1,04	9,38	4,26	—
9	66,92	—	18,22	0,68	0,47	0,15	Нет	3,61	8,43	—
10	62,53	—	18,72	3,26	0,34	0,08	0,54	11,77	0,79	—
11	55,51	0,94	18,90	6,02	0,22	0,37	1,56	12,85	2,04	0,23
12	56,13	0,09	21,49	2,07	0,93	Сл.	0,91	13,25	2,21	0,32
13	58,36	0,27	21,66	0,47	1,16	0,23	0,64	12,00	2,25	0,05
14	54,66	0,29	22,61	4,10	1,64	0,18	1,08	12,82	2,13	0,10
15	58,35	0,17	20,79	2,39	0,60	0,11	1,13	11,23	3,55	0,17
16	55,59	0,07	24,05	2,15	0,75	Сл.	0,53	12,30	3.65	0,03
17	59,49	0,71	13,37	10,41	0,72	0,16	0,92	11,57	0,97	0,03
18	55,09	0,84	18,75	5,91	0,13	0,72	1,72	11,34	4,18	0,37
19	57,76	0,03	21,64	4,80	—	Нет	1,13	12,29	1,49	—
20	60,68	0,08	23,14	2,00	—	0,16	0,31	11,45	1,61	—
21	56,71	0,07	21,29	3,62	2,14	Сл.	1,97	9,31	3,65	—

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,29	4,10	1,90	2,2 : 1	63,5	12,3	0,0	7,7	6,8
2	1,34	4,27	1,97	2,1 : 1	63,6	12,8	0,6	6,6	7,2
3	1,45	4,05	1,82	1,56 : 1	61,8	11,4	0,8	7,8	7,2
4	1,57	4,79	2,09	1,63 : 1	65,0	11,4	0,0	8,6	6,8
5	1,24	4,19	2,92	3,50 : 1	65,4	11,9	0,0	8,1	6,7
6	1,42	4,15	1,79	1,20 : 1	63,1	10,6	0,0	9,4	7,5
7	1,56	5,8	2,07	1 : 1	69,1	9,4	2,0	8,4	5,2
8	1,0	4,7	2,37	11,6 : 1	70,4	17,8	1,3	0,9	7,7
9	0,80	6,1	3,40	14,7 : 1	74,5	15,0	0,0	5,0	3,95
10	1,05	5,1	2,46	13,4 : 1	72,5	14,8	0,0	5,2	9,5
11	1,21	4,19	1,99	5,5 : 1	65,65	12,2	0,0	7,8	9,0
12	1,22	4,18	1,98	6,1 : 1	61,37	12,6	0,0	7,4	9,0
13	1,19	4,54	2,16	7,1 : 1	67,33	16,3	0,0	3,7	9,2
14	1,09	3,69	1,76	5,5 : 1	61,98	13,2	0,0	6,8	9,0
15	1,17	4,46	2,13	7,1 : 1	67,27	15,0	0,0	5,0	8,7
16	1,04	5,42	1,83	11,5 : 1	64,61	17,4	0,0	2,6	8,4
17	1,16	5,07	2,43	6,3 : 1	61,37	12,6	0,0	7,4	9,5
18	1,25	4,65	2,18	4,4 : 1	65,15	11,8	0,0	8,2	8,0
19	1,00	4,00	2,00	4,0 : 1	67,8	14,7	0,4	4,9	9,2
20	0,90	4,20	2,2	4,7 : 1	67,0	14,6	2,8	2,6	8,0
21	1,13	4,09	1,98	2,75 : 1	66,0	12,4	0,7	6,8	8,0

Продолжение табл. 10

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	37,5	18,4	5,6	38,5	172	0,31	0,07	0,30
2	40,5	15,4	5,6	38,5	180	0,28	0,11	0,36
3	38,5	19,2	6,9	35,4	163	0,28	0,09	0,36
4	36,5	17,6	7,5	38,4	187	0,32	0,01	0,42
5	31,4	26,1	7,9	34,6	152	0,30	0,36	0,30
6	34,5	18,2	7,0	40,3	175	0,25	0,07	0,39
7	36,2	21,9	11,8	30,1	211	0,49	0,05	0,54
8	49,0	1,4	4,1	45,5	233	0,22	0,0	2,9
9	51,8	5,6	0,0	42,6	315	0,60	0,21	0,0
10	41,6	11,4	2,0	45,0	212	0,45	0,04	0,18
11	35,0	16,6	5,3	43,1	178	0,09	0,10	0,33
12	41,7	8,4	3,0	46,9	184	0,10	0,0	0,36
13	44,8	7,0	2,5	45,7	205	0,11	0,37	0,36
14	39,2	15,0	3,7	42,1	166	0,10	0,06	0,31
15	41,4	9,8	4,2	44,6	199	0,17	0,06	0,43
16	45,3	7,4	1,8	45,5	178	0,18	0,0	0,24
17	26,9	29,4	3,3	40,4	205	0,05	0,02	0,14
18	34,4	17,5	5,6	42,5	174	0,19	0,19	0,32
19	44,4	12,6	1,0	42,0	200	0,08	0,07	0,08
20	47,1	6,2	7,5	39,2	211	0,20	0,13	1,20
21	40,7	15,7	6,6	37,0	185	0,21	0,00	0,42

1. Трахитоидный тарамитовый (гастингситовый) фойаит (И. Морозевич) 0,19% F. 2. Лейкократный гастингситовый фойаит (П. И. Лебедев) 0,01% Nb_2O_5; 0,06% Ce_2O_3. 3. Меланократный гастингситовый фойаит (П. И. Лебедев) ZrO_2. 4. То же (И. Морозевич) 0,28% F. 5. Жильный тарамитовый (гастингситовый) фойаит (И. Морозевич) 0,28% F; 0,03% Nb_2O_5. 6. Эгириновый фойаит (И. Морозевич) 0,30% F; 0,05% Nb_2O_5. 7—9. Нефелиновый сиенит (В. И. Лучицкий). 10. Полосатый лейкократовый мариуполит (И. Морозевич) 1,08% ZrO_2. 11. Гнейсовидный цирконовый мариуполит (И. Морозевич). 0,86% ZrO_2. F. 12. Содалитово-канкринитовый мариуполит (И. Морозевич) 0,32%. 13 Порфировидный лепидомелановый мариуполит (И. Морозевич). 0,92% ZrO_2, 0,03% Nb_2O_5. 14. Порфировидный беккелитовый мариуполит (И. Морозевич). 0,17% F. 15 и 16. Нормальный крупновернистый мариуполит (И. Морозевич) 0,03—0,17%. Меланократный микропертитовый мариуполит. Он же, 0,03% F. 18. Плотный фонолитовидный мариуполит (И. Морозевич). 19 и 20. Нефелиновый сиенит (В. И. Лучицкий). 21. Мариуполит (А. С. Гинзберг).

в районе развития фойаитов (балка Вали-Тарама и ее система) и другой, связанный с мариуполитами.

Среди пегматитов, связанных с фойаитами и щелочными сиенитами, имеются:

1) микролин-эгириновые, образовавшиеся при условиях сравнительно незначительного количества минерализаторов;

2) микролино-гастингситовые, в образовании которых играли видную роль минерализаторы, в первую очередь фтор, вошедший в состав гастингсита, и хлор, давший начало апатиту;

3) микролино-нефелиновые, связанные с мариуполитами, выступающими по Лисьей балке.

В районе главного развития мариуполитов по балке Мазуровой, в восточной части щелочного сиенитового массива, развиты иные,

пегматиты, именно характеризующиеся комбинацией микролина и нефелина с содалитом. Одновременно в пегматитах присутствуют довольно крупные зерна канкринита и также крупные листочки лепидомелана.

Среди этих пегматитов можно различать:

1) альбит-нефелиновый с крупными до 0,5 м кристаллами эгирина, частью располагающимися лучисто;

2) эгирин-нефелиновый с содалитом, цирконом и лепидомеланом;

3) нефелин-содалитовый с цирконом и натролитом.

Последовательность выделения минералов в пегматитах мариуполитов дана Б. М. Куплетским в следующем виде.

При сравнении последовательности кристаллизации пегматитов Украины и пегматитов Хибин совершенно ясно выступают резкие различия между ними.

Для мариупольских пегматитов характерно раннее выделение эгирина (до нефелина и полевых шпатов) и почти полное отсутствие

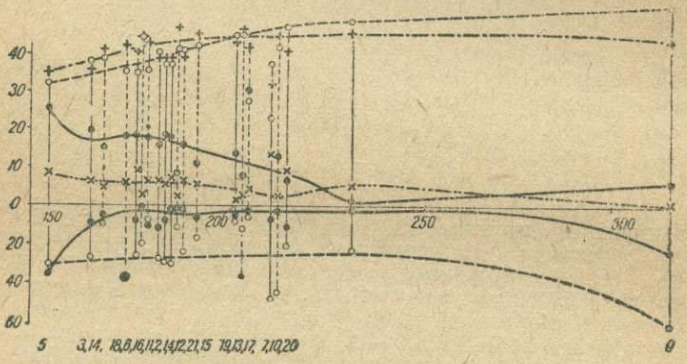


Рис. 9. Вариационная диаграмма (по Ниггли) ненасыщенных пород (нефелиновых сиенитов) юго-восточной части Украины. № 2—20.

в этих пегматитах идеально чистого эгирина (по мнению Б. М. Куплетского).

В действительности и тут встречаются иногда солнца из крупных кристаллов эгирина, и в этом отношении сходство с хибинскими пегматитами очень большое.

В отличие от Хибин здесь сильно развит процесс выделения содалита, альбита и канкринита, играющих в Хибинах совершенно подчиненную роль, и полное отсутствие эвдиалитов и ряда цирконатов и титанатов.

Второстепенную роль в пегматитах Мариуполя играют железо и титан, особенно крупную — натрий, частью цирконий, фтор и хлор, частично Fe, Ti, Na, F.

Фазы A, B и C А. Е. Ферсмана развиты очень слабо, они бедны минералами.

Наибольшее значение имеют фазы D, E, F, G, с очень сильным развитием выделений H_2O, CO_2, Cl.

Циркон образуется чрезвычайно долгое время.

Характерно то, что на небольшом пространстве в мариуполитовых и нефелин-сиенитовых участках, в особенности мариуполитовых, находим разные стадии кристаллизации магмы, чрезвычайно сильно обогащенной минерализаторами, то более ранние с нефелином-эгирином, микроклином, с подчиненным количеством лепидомелана, в свою очередь богатого фтором, то более поздние, без микроклина и эгирина, но с преобладанием альбита, содалита (хлор), лепидомелана (фтор). Ниже этой фазы идет выделение минералов, особенно богатых натрием: канкринита, альбита, натролита, выше — с летучими компонентами: канкринита, флюорита; происходит замещение эгирина биотитом и частичное разъедание ранее образовавшихся минералов.

Температура этой точки для хибинских пегматитов установлена в 525°. Ниже этой точки идет образование эгирина, апатита, альбита, астрофиллита и других.

Мариуполиты характеризуются в свою очередь постоянным содержанием содалита, канкринита, циркона, флюорита, что указывает на то, что и они кристаллизовались при наличии большого количества минерализаторов и, быть может, следует рассматривать мариуполиты, как одну из разностей пегматитовых образований.

Особый тип пегматитов характеризуется П. И. Лебедевым, как апатитово-флюоритовый — он образует дайку до 25 *см* мощности в мариуполите Поляковой балки, впадающей в Шиверовую против балки Демениковой. Это — фиолетовая порода, среднезернистая, в составе которой видны главным образом густофиолетовый плавиковый шпат и апатит, с ними тесно связана также щелочная роговая обманка и полевошпатовые составные части.

Как видно из схемы Лебедева, наблюдаются три стадии выделения минералов:

Минералы	I стадия	II стадия	III стадия
Апатит	———	———	
Флюорит		———	———
Роговая обманка (комплекс)	———		———
Микроклин-альбит			———

Порода имеет следующий количественный состав (в %):

Плавикового шпата — 35,5, апатита — 19,5, фтора — 17,96; P_2O_5 — 8,10; Mn — 0,36; TiO_2 — 0,19.

Жильные породы.

Жильные породы пользуются чрезвычайно сильным развитием на всей территории, частью в западной, но главным образом в восточной части Приазовского массива; они продолжаются за пределы бассейнов Кальчика и Кальмиуса и прослеживаются также в бассейне р. Грузского Еланчика и, что особенно интересно, также и в районе р. Крынки, где они пересекают нижнекаменноугольные отложения. Последнее дает возможность ближе подойти к рассмотрению возраста не только их самих, но сделать и выводы относительно возраста и других пород, которые генетически тесно с ними связаны.

Среди жильных пород можно различать щелочноземельные, представленные главным образом различного рода диабазами, частью образующими крупные дайки, в особенности в бассейне р. Кальмиуса, где они достигают иногда до 50 *м* мощности; далее тесно связаны с ними диабазовые порфириты, частью со стекловидным плагиоклазом — типа волынитов, на что мной указано было в моем описании Волновахского листа 3-верстной карты Украины в 1930 г., и разнообразные порфириты — авгитовые, плагиоклазовые, также плагиоклазовые базальты.

Совершенно особняком стоят дайки, образованные баркевитовыми базальтами, камптонитами и мончикитами, частью очень сходными с такими же породами Хибин (Б. М. Куплетский).

Грорудиты (кварцевые тингуаиты) и сельвсбергиты были описаны Л. Ф. Айнберг, П. И. Лебедевым и Морозевичем.

Имеются все переходы от богатых нефелином фойаитов и бедных ими сельвсбергитов; сельвсбергит сечет в северо-западном направлении диаллаговые граниты в районе р. Кальчика; это — темная афанитовая порода с микродиабазовой структурой со щелочным полевым шпатом, баркевикитом, имеющим игольчатую форму, зеленым биотитом и рудными минералами; иногда присутствуют также зернышки граната. Породы такого рода пользуются довольно широким распространением; мной они были отнесены к баркевикитовым базальтам (мончикитам). Имеются также жилы камптонитов (см. выше); описанный Л. Ф. Айнберг тип характеризуется как темная порода. Вопрос относительно возрастных отношений между щелочными породами юга Украины и теми породами, среди которых они залегают, в настоящее время в значительной степени выявлен.

Морозевичем установлено было, что мончикиты и камптониты р. Крынки прорезают нижнекаменноугольные отложения, не выходя за пределы их, что, по его мнению, указывает скорее всего на их возраст во всяком случае не древнее среднего карбона.

Б. А. Мефферт в своей работе об условиях залегания ультраосновных пород в б. Таганрогском округе (ИГК 1920) точнее определил возраст ультраосновных пород, изученных И. Морозевичем, отнеся время их образования к образованию мелких складок, сопровождающихся часто весьма значительными сбросовыми перемещениями, по времени относятся к позднейшей фазе дислокации Донецкого бассейна, обнимающей мезозойскую эру, но предшествовавшей меловой трансгрессии.

Именно в этот домеловой период и происходили внедрения ультраосновных пород, приуроченных к полосе наиболее интенсивной дислокации периферических частей Донецкого бассейна.

Общее число даек, установленное в этом районе Меффертом в результате выявления связи их с определенными крупными дислокационными трещинами, превышает 50; эти дайки инъекцировались исключительно по кливажным трещинам, в связи с чем они неоднократно выклиниваются и затем снова появляются в соседних таких же кливажных трещинах.

В результате этого получается зигзаговидный характер даек, как бы разбитых дислокационными трещинами.

Длина даек 50—60 *м*, иногда и больше; на глубину могут иметь и непрерывное простирание. Мощность их от нескольких сантиметров до 3 *м*. В ряде даек наблюдается кливаж по простиранию самих даек, указывающий на то, что дислокации продолжались и после их инъекций.

По большей части они обладают сфероидальной отдельностью, со сфероидами до 15—20 *см* в поперечнике.

Температура магмы была невысокой, судя по явлениям слабого изменения соприкасающихся с ними пород.

Мончикиты и камптониты всюду, где они встречаются и вне Украины, генетически связаны с нефелиновыми сиенитами. В связи с этим А. П. Карпинский (1915) высказал предположение, что граниты и нефелиновые сиениты продолжаются далее на восток от Кальчика и что площадь около 90 *км* длиной при 20 *км* ширины под каменноугольными и более древними породами, является продолжением той площади, на территории которой находятся все известные до настоящего времени выходы нефелиновых сиенитов, грорудитов и мончикитов.

Связь между нефелиновыми сиенитами и мончикитами с камптонитами Б. А. Мефферт объясняет тем, что сбросовые трещины достигали на глубине застывших нефелиново-сиенитовых массивов, которые повторно расплавлялись и внедрялись в образовавшиеся трещины. Вне таких районов, при аналогичных тектонических условиях, как уже указывалось, дайки совершенно отсутствуют. Морозевич в своей работе о жильных породах считал, что они подвергались повторному расплавлению и вторичной кристаллизации.

Самые сбросы достигали 1 650 *м*, при мощности одного нижнего карбона до 3 000 *м*; такие крупные перемещения могли достигать и кристаллических пород.

Однако, расплавление пород трудно допустить, тем более, что огромный промежуток времени, во время которого происходило отложение на поверхности кристаллических пород мощных слоев девона, каменноугольных и иных, должен был способствовать охлаждению и застыванию нефелиново-сиенитовых магм, и дальнейшие передвижения земной коры не могли вызвать повторного плавления этих пород.

Самая связь такого рода основана была на том, что предполагался установленным докембрийский возраст всех кристаллических пород Приазовского массива, в частности нефелиновых сиенитов. Однако, если мончикиты и комптониты внедрились по сбросовым трещинам в карбон в то время, когда магма эта еще была в жидком, повторно не переплавленном состоянии, станет более естественным предположение, что магмы эти заняли свое место тогда, когда карбон уже покрывал значительные пространства, частью и за пределами современной площади распространения карбона и лежащих под ними пород девонских и верхов докембрия. Продолжение этого щелочного и нефелиново-сиенитового бассейна прослеживается и далее на восток, чем крайние выходы глубинных щелочных пород района долины р. Кальмиуса, и достигают р. Крынки.

Здесь именно и происходила инъекция в вышележащие породы жидких масс, производных щелочной магмы. Эта инъекция застыла в виде мончикитов и камптонитов.

Таблица 11

Химический состав жильных пород Мариупольского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fl_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	46,12	5,30	16,33	6,80	6,19	0,25	4,43	6,82	4,38	2,82
2	57,18	0,28	19,89	3,74	4,32	0,14	0,63	0,64	5,44	4,72
3	64,40	Сл.	18,17	3,55	0,87	0,03	0,11	0,13	7,57	4,07
4	46,15	2,60	15,01	4,16	8,09	0,27	5,15	8,01	4,40	2,26
5	44,10	2,39	15,40	4,21	7,43	0,31	7,21	9,70	3,28	2,02
6	46,12	3,30	16,33	6,80	6,19	0,25	4,43	6,82	4,38	2,82
7	45,36	2,28	15,89	9,09	8,04	0,19	3,80	2,70	3,46	0,50
8	40,30	0,50	12,42	7,64	5,04	0,02	12,34	12,10	3,31	1,22
9	39,62	0,53	12,98	7,58	5,47	0,15	9,93	10,55	4,30	1,27
10	39,28	0,62	13,04	7,83	5,72	0,05	9,88	10,88	3,72	1,39
11	39,69	2,52	11,73	4,85	5,77	0,23	10,56	11,46	6,56	2,08
12	38,74	0,71	12,47	7,97	5,54	0,05	9,32	11,71	2,65	1,82
13	74,70	0,30	10,31	2,20	2,64	0,11	0,11	0,28	4,18	4,72
14	75,16	0,34	9,93	2,28	2,35	0,05	0,07	0,14	4,72	4,78
15	80,44	—	5,05	6,70	0,10	0,39	0,39	0,50	3,20	3,46

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,10	4,38	2,05	1,66:1	65,2	9,4	0,6	10,0	5,9
2	0,95	5,38	2,80	7,2:1	73,2	14,0	1,7	5,3	7,3
3	2,79	4,42	1,52	4,09:1	53,93	3,4	1,9	14,7	7,5
4	2,96	4,04	0,68	1:6,19	50,77	2,5	2,6	14,9	7,1
5	2,08	3,97	1,56	1:3,19	56,53	4,68	2,3	13,1	6,6
6	1,44	3,42	1,54	1:4,39	58,33	2,7	2,2	15,1	9,14
7	3,80	3,85	0,68	1:9	44,5	1,6	2,0	16,4	8,0
8	3,20	3,81	1,23	1:5,7	47,68	2,8	1,5	15,7	8,3
9	3,16	3,74	1,21	1:6,6	47,47	2,5	1,7	15,8	8,0
10	4,30	4,7	1,29	1:4,8	47,20	3,4	0,0	16,6	8,3
11	3,21	3,72	1,22	1:9	47,54	2,08	2,0	15,9	6,9
12	1,32	10,8	5,00	2,56:1	81,78	11,5	0	8,5	5,8
13	1,46	11,2	5,01	3,38:1	82,01	11,0	0	9,0	6,0
14	2,2	14,9	7,05	4,45:1	87,0	16,4	0,5	3,1	5,8

Продолжение табл. 11

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	40,6	25,8	2,5	31,1	200	0,41	0,13	0,10
2	42,5	16,0	1,9	39,6	255	0,26	0,12	0,12
3	21,7	43,2	21,1	14,0	114	0,25	0,44	0,49
4	20,8	45,2	23,9	11,1	102	0,28	0,55	0,53
5	24,0	42,6	18,4	15,0	121	0,30	0,39	0,43
6	26,6	54,8	8,2	10,4	130	0,08	0,30	0,15
7	13,0	54,6	24,9	7,5	79	0,20	0,65	0,46
8	15,5	51,1	23,1	10,3	81	0,16	0,59	0,45
9	15,6	51,7	21,6	9,1	83	0,20	0,58	0,46
10	14,4	50,2	19,4	16,0	87	0,17	0,65	0,39
11	14,3	51,5	26,4	7,8	83	0,31	0,57	0,51
12	34,7	23,0	1,7	40,6	430	0,42	0,05	0,07
13	33,6	21,4	1,0	44,0	435	0,40	0,03	0,05
14	20,5	39,1	3,8	36,6	504	0,48	0,10	0,09

1. Сельвсбергит, р. Кальчик (Айнберг). 2. Порфировидный аляитосиенит (фельшпатолит). Кальчик (Айнберг). 3. Мончикит. Р. Кальчик (П. И. Лебедев). 4. Камптонит. Кальчик (П. И. Лебедев). 5. Камптонит. Кальчик (Айнберг). 6. Камптонит. Там же (П. И. Лебедев). 7. Мончикит 1-го м-ния с оливином (И. Морозевич) Р. Крынка. 8. Мончикит из 4-ой жилы, богатой биотитом и стекловатым базисом (И. Морозевич). Крынка. 9. Плотный мончикит без вкрапленников. 1-е м-ние. Там же (И. Морозевич). 10. Мончикит. Хибины. 11. Камптонит из 3-го м-ния. Там же (И. Морозевич). 12 и 13. Кварцевый тингуаит (тродудит). Р. Грузский Еланчик (П. И. Лебедев). 14. Гродудит, юго-западная часть Донбасса (А. П. Карпинский).

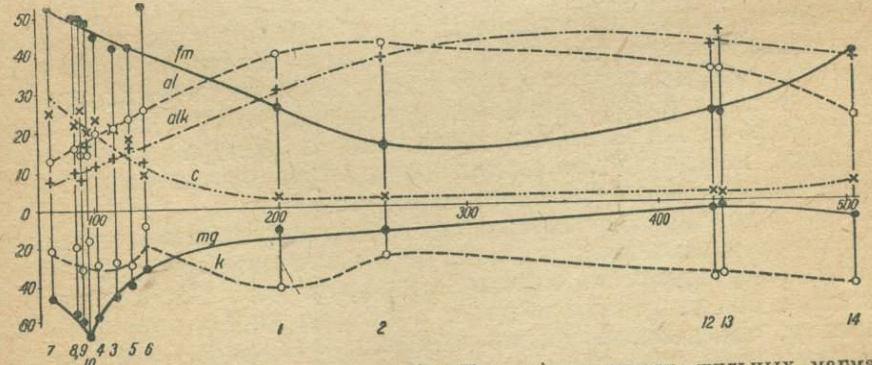


Рис. 10. Вариационная диаграмма (по Ниггли) щелочных жильных магматических пород юго-восточной части Украины. № 1—14.

Впоследствии были особенно интенсивно размыты западные части нижнепалеозойского покрова и часть докембрия и были обнажены породы на западе — юные щелочные граниты и сиениты и

нефелиновые сиениты, на востоке же — более высокие горизонты с дайками мончикитов и камптонитов.

Следовательно, возраст нефелиновых сиенитов очень юный и восходит ко времени, вероятнее всего к низам мезозоя.

Противопоказаний пока нет. Аналогия — нефелиновые сиениты Сахалина и, возможно, более юные, чем герцинские, нефелиновые сиениты Хибин, Турьего мыса и щелочные граниты Кольского полуострова (табл. 11, рис. 10).

Дайковые и излившиеся породы юго-востока Украины

Кроме глубинных и типичных дайковых пород, какими являются мончикиты и камптониты, главным образом в восточной части Приазовского массива имеются разнообразные эффузивные породы, начиная от основных базальтов и кончая кварцевыми порфирами.

Эти эффузивные породы частью залегают в виде покровов и потоков, иногда чередующихся друг с другом, налегающих одни на другие, например в районе балки Камышевахи, Хайнах-Чокрак и других между Волновахой и Каракубой, где покровы и потоки не были размыты, также и лакколитообразные формы залегания (андезиты района рек Мокрой и Сухой Волновахи и другие) и, наконец, в виде даек, представляющих собой размытые до выхода эффузивов на поверхность те заполнения трещин, которые соединяли поверхностные излияния с глубинными магматическими бассейнами. Смена по глубинам застывания следующая: габбро (массивы) — диабазы (дайки) — базальты (дайки, покровы и потоки).

Среди пород, которые можно отнести, судя по их структуре, к типу эффузивных, присутствуют следующие:

Авгититы, почти лишенные полевых шпатов, различные типы базальтов от оливиновых до полевошпатовых, частью баркевикитовых, переходящих в породы, которые описаны выше под названием: «мончикитов и камптонитов», авгитовые и плагиоклазовые порфириты, диабазовые порфириты, диабазы. Последние развиты в особенно крупных массах. Они окрашены в темные зеленовато-серые цвета, иногда со стекловатым плагиоклазом, и залегают в виде даек мощностью до 50 *м*; они переходят местами в волыниты, отличающиеся тем, что на зернистом фоне основной массы диабазового характера располагаются крупные, иногда до нескольких сантиметров в поперечнике, кристаллы плагиоклаза, часто стекловидного.

Среди порфиритов, переходящих в базальты, имеются как авгитовые с вкрапленниками, которые состоят иногда из крупных, до 1 *см* и более, прекрасно образованных кристаллов титансодержащего авгита, и плагиоклазовые, в которых иногда кристаллы плагиоклаза обладают крупными размерами в 1 *см* и более ширины, являются единственными вкрапленниками; они нередко образуют тонкие, всего в 0,5 *мм* или менее, таблитчатые кристаллы.

Палеоандезиты обычно серого цвета и порфириты, по большей части амфиболовые, развиты в виде даек и лакколитов разных размеров, иногда со столбчатой отдельностью, как в районе развития каменноугольных отложений, в ряде мест по южной окраине

Таблица 12

Химический состав эффузивных пород

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	40,49	—	17,67	14,50		4,10	10,40	4,48	2,48	6,64
2	41,96	2,87	13,65	4,78	7,53	8,19	9,75	2,92	1,83	6,02
3	48,89	1,42	19,97	2,15	8,99	4,64	8,31	1,54	2,24	—
4	48,68	1,56	18,25	7,57	2,06	5,51	8,03	3,24	1,28	—
5	46,58	1,85	20,31	4,65	6,73	1,56	7,48	2,78	1,12	—
6	44,09	0,84	20,57	0,52	9,58	3,66	9,82	2,24	1,43	4,59
7	41,19	1,74	15,14	1,65	7,67	9,28	13,87	1,57	2,28	—
8	56,02	2,31	16,69	9,35	0,88	1,35	3,44	2,31	4,32	—
9	65,32	—	12,00	8,54	—	1,33	3,90	6,21	5,00	—
10	62,02	—	15,15	2,08	1,96	3,75	4,72	5,05	1,23	—
11	59,94	—	15,52	2,53	2,00	3,62	6,76	4,46	1,29	—
12	66,05	0,06	15,86	1,75	1,67	1,85	4,10	4,36	1,71	—
13	64,97	0,91	14,15	3,67	0,73	2,25	4,37	4,71	1,74	—
14	59,63	0,28	18,35	4,59	1,03	1,08	2,01	4,85	5,29	—
15	57,70	0,62	20,37	4,12	3,10	2,84	5,20	2,12	2,85	—
16	80,66	0,66	7,18	4,26	0,59	0,14	0,41	0,18	5,09	—

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	3,0	3,9	1,3	1:4,3	48,8	4,5	3,4	12,1	—
2	3,8	4,38	1,4	1:7,3	49,7	2,2	2,2	15,6	—
3	2,1	3,8	1,5	1:8,6	55,7	2,0	6,5	11,5	—
4	1,7	3,6	1,6	1:4,7	50,27	2,9	4,7	12,3	—
5	1,4	3,4	1,5	1:4,8	58,6	1,3	3,0	15,7	—
6	2,2	3,6	1,4	1:7,4	51,9	2,4	6,3	11,3	—
7	3,5	4,2	1,4	1:10,2	48,1	1,7	4,0	14,3	—
8	0,4	4,3	2,2	1:1,4	67,5	4,9	3,7	11,7	—
9	2,6	9,3	3,35	1:1	72,0	11,9	1,4	6,7	—
10	1,76	6,47	2,85	3:1	69,7	2,6	5,3	10,1	8,4
11	2,0	6,11	2,44	2,8:1	66,3	4,8	3,7	11,5	8,4
12	2,29	6,64	2,5	3,3:1	73,1	7,1	5,3	7,6	—
13	1,41	6,58	2,99	1,46:1	72,4	6,8	3,2	10,0	8,0
14	1,08	4,80	2,33	1,5:1	68,9	9,8	2,5	7,7	5,8
15	1,21	4,29	2,04	3,3:1	65,60	3,4	5,0	11,6	5,3
16	0,84	13,9	7,22	3:1	88,2	9,2	1,0	9,8	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	20,4	33,7	21,7	24,2	79,0	0,13	0,35	0,65
2	18,0	49,8	23,2	9,0	99,0	0,30	0,55	0,55
3	28,0	41,6	23,2	7,2	131	0,50	0,43	0,56
4	27,4	40,4	22,0	10,2	148	0,21	0,52	0,54
5	34,1	33,0	23,1	9,8	136	0,21	0,22	0,70
6	30,8	35,1	26,5	7,6	114	0,30	0,17	0,75
7	18,4	44,5	30,9	6,2	108	0,48	0,65	0,70
8	34,9	34,6	13,0	17,5	205	0,55	0,20	0,38
9	24,5	29,0	14,6	31,9	226	0,35	0,24	0,50
10	33,1	29,5	22,0	15,4	213	0,26	0,59	0,75
11	29,9	29,5	23,8	16,8	196	0,16	0,47	0,22
12	38,1	22,4	17,8	21,7	269	0,20	0,50	0,79
13	33,1	27,1	17,0	22,8	260	0,20	0,21	0,60
14	40,0	22,1	8,1	29,8	224	0,42	0,27	0,37
15	40,7	33,4	18,3	7,6	196	0,06	0,42	0,55
16	35,3	32,8	3,5	28,4	670	0,95	0,06	1,06

1. Оливиновый базальт. Западная окраина Донбасса. (Аналитик Алексеев). 2. Анамезит. Николаевка, р. М. Волноваха. 3. Базальт, бассейн Кальмиуса. (Аналитик В. И. Соколов). 4. Базальт плотный из девонского конгломерата. (Аналитик В. И. Соколов). 5. и 6. Диабазовые порфириты. Там же. (Аналитик В. И. Соколов). 7 и 8. Темный, желтый порфирит. Там же (Аналитик Е. И. Соколов). 9. Роговообманковый андезит. Игнатовка. 10. То же, балка Дубовая. 11. То же, ниже Николаевки, р. Мокрая Волноваха. 12. Палеоандезит. Аюта. Морозевич. 13. Андезито-дацит. Там же 14. Палеотрахит. Бассейн р. Кальмиуса. (Аналитик В. И. Соколов). 15. Порфир. Оттуда же. (В. И. Соколов). 16. Кварцевый порфир. (В. И. Соколов).

Донбасса (р. Аюта, Тузлы, Б. и М. Несветай), частью в виде таких же форм залегания в ряде мест области развития докембрия, главным образом в бассейне р. Кальмиуса частью и Кальчика и далее на запад. В районе Донбасса выходы их приурочены точно к крупным линиям разломов по южной окраине Донбасса; южная линия разлома и выходов этих пород приурочена к южному антиклиналу, проходящему через Харцызск на запад-северо-запад, и заканчивается на юго-востоке южнее Александровска Грушевского (Шахт); выходы установлены по рекам: Тузлы, Б. Несветай, М. Несветай, Аюта и в юго-восточном конце главного антиклинала, севернее Шахт, по верхним частям течения рек Грушевой и Кадамовки.

Палеоандезитотрахиты и палеотрахиты, частью кирпично-красные, плотные, состоят почти исключительно из санидина (ортоклаза) и кислого плагиоклаза; образуют многочисленные дайки по бассейну Кальмиуса, покровы и потоки в районе балки Камышеваха и других, лакколиты в окрестностях Каракубы.

Изредка встречаются также кварцевые порфиры в виде отдельных выходов; обычно они мясокрасные, разных оттенков, иногда обладают той резко выраженной флюидальной структурой, которая обычно наблюдается в пехштейнах, и представляют собой в этих случаях раскристаллизованные пехштейны.

Сопоставление анализов показывает, что и здесь имеется по крайней мере два типа магмы — одна типичная щелочноземельная; к производным ее относятся такие породы, как большинство андезитов, пользующихся широким развитием в районе главным образом бассейна Кальмиуса, в верхней (северной) части, также в районе Донбасса, кроме того большая часть базальтов, диабазов и диабазовых порфиритов (табл. 12, рис. 10).

Другая часть эффузивов носит отчетливо щелочной характер. К числу таких пород относятся баркевикитовые базальты, близкие к мончикитам, образующие местами также и покровы или потоки.

К числу таких базальтов относятся породы, выступающие в районе балки Камышевахи, где они образуют покровы, чередующиеся с покровами порфиритовых базальтов, порфиритов и трахиандезитов, также резко отличающихся от других пород своим в значительной степени щелочным характером.

Район западной окраины Донбасса, как мы видим, представляет собой особенно любопытный район украинской кристаллической полосы, отличающийся поразительным разнообразием магматических пород — глубинных, полуглубинных и излившихся, с представителями как щелочной, так и щелочноземельных магм, возможно находящихся частью и в смеси друг с другом (гибридные магмы), причем имеются одновременно представители, как наиболее основных пород — авгититов и перидотитов, вплоть до чисто оливиновых пород, так и представители наиболее кислых магм — в виде гранитов и кварцевых порфиров; имеются также и все промежуточные члены ряда от основных кислых пород.

11. Полезные ископаемые

Наиболее крупную роль на территории украинской полосы играют естественно те элементы, которые носят характер породообразующих элементов: Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, H, C, частью, в жилах промышленного значения — Hg и Sb.

Другие элементы играют второстепенную роль, причем некоторые из них характерны в том отношении, что они могут встречаться иногда в количествах, которые в большей или меньшей степени могут быть использованы, если не сейчас, то после выработки соответствующих методов их экономически выгодного извлечения, более выгодного, чем, например, на Урале. К числу таких элементов принадлежат следующие, встреченные теперь в сравнительно больших количествах, главным образом в Нагольном кряже: Pb, Zn, Ag, Au — другие, приуроченные к основным породам главным образом севера Украины, отчасти также и юго-востока ее — Ti и V, частью Ni, Cr или к нефелиновым породам — Zr, Nb, Ce, La и др.

Значительная часть других элементов концентрируется в пегматитах, приуроченных к гранитам, частью и к нефелиновым сиенитам.

Таблица 12а

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H							
Li	Be	B	C		O	F	
Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	
K	Ca		Ti	V	Cr	Mn	Fe
Cu	Zn			As		Br	
		Y	Zr	Nb			
Ag			Sn?	Sb			
	Ba	Ред. земли	Ce				
				Ta			
Au	Hg		Pb				
			Th		U		

Гаврусевич выделяет следующие основные типы пегматитов Украины:

I. Тип первый (2 по А. Е. Ферсману) — редкоземельные пегматиты. Фазы *B* и начало *C*.

Возраст — нижняя часть среднего докембрия.

II. Тип второй (1 и 3 по А. Е. Ферсману) — турмалиново-мусковитовые пегматиты. Фазы *C* и *D*.

Возраст — верхняя часть среднего докембрия.

III. Тип третий (4 по А. Е. Ферсману) — топазовые пегматиты. Фазы *D* и *E*.

Возраст — верхний докембрий.

IV. Следует добавить еще щелочные пегматиты разнообразного состава, развитые в южной части Украины.

Возраст их — вероятнее всего триасовый.

Характерно то, что область развития пегматитов совпадает с областями наибольшего развития магматических новейших пород, внедрение магмы которых происходило главным образом на северо-западе Украины на Волыни и на юго-востоке в Мариупольском районе кристаллической полосы. I и III типы приурочены главным образом

к северо-западной части Украины, а II и IV типы — к юго-восточному концу ее, где мы находим одновременно и особенно интенсивное развитие пегматитов и одновременно различных полуглубинных и излившихся магматических пород.

Характерно для Украинской области развития магматических пород то, что они вынесли сравнительно незначительные количества ценных металлов, и области развития магматических пород не являются пока теми районами, где можно находить новые ископаемые и такие полезные ископаемые, которые непосредственно связаны с магматическими породами и с контактами с ними; обусловлено это главным образом тем, что породы эти в значительной степени размыты и обнажены, главным образом более глубокие части их, в которых металлы обычно не концентрируются.

В связи с этими местами нахождения ценных руд являются либо области развития осадочных пород — неметаморфизованных (марганцевые месторождения Никопольского района, руды Никитовки, Нагольного кряжа), и метаморфизованных, из них главное —богатейшее Криворожское месторождение железных руд. Совершенно определенно намечается нахождение и новых месторождений тех же руд, судя по ряду обнаруженных магнитных аномалий на севере и юге Украины. В районе как Приазовья, так и Побужья, в связи с основными породами найдены месторождения Cr (до 30% Cr_2O_3 в руде).

Главная масса полезных ископаемых в области кристаллических пород Украины связана с безметальными частями глубинных пород, частью гибридными, и характеризуется, как ценнейшие облицовочные строительные материалы, частью как объекты для керамической промышленности — граниты, сиениты, габбро, лабрадориты, различные эффузивы, крупнейшие выходы диабазов и иных жильных и излившихся пород, как объекты для каменного литья (северо-запад и юго-восток Украины), пегматиты, как носители, помимо топазов, главным образом полевых шпатов, кварца, пьезокварца, мусковита).

Большую ценность имеют нефелиновые породы, как носители циркона, также возможно и других металлов (ниобий, церий), далее нефелина; кроме того, они сами могут служить ценным флюсовым материалом с исключительно большим содержанием щелочей.

Пегматиты, аплитовые породы, как и трахиандезиты и трахиты могут быть использованы фарфоровой промышленностью.

Крупнейшее значение имеют также продукты разрушений полевошпатовых пород в виде первичных каолинов, также и переотложенных каолинов, вымытых из первичных месторождений его, рабных которым нет в СССР.

Следует обратить внимание на следующее обстоятельство, характерное для металлогении Украинской области распространения магматических пород.

Наиболее юными из известных нам в данное время глубинных магматических пород являются щелочные породы юго-востока Украины, вне всякого сомнения продолжающиеся под мощным покровом осадочной свиты — палеозойским и более юных пород на восток к Нагольному кряжу. Возраст руд Нагольного кряжа (между прочим они не упомянуты в курсе рудных месторождений Свитальского) очень юный, вероятнее всего мезозойский (триасовый) и скорее всего они того же возраста, что и щелочные породы юго-востока

Украины. Естественно напрашивается мысль о том, что их генезис связан с щелочными магмами, так же как и генезис другого месторождения — месторождения ртути и сурьмы Никитовки. Как известно, по анализам И. Морозевича, мончикиты, связанные с щелочными магмами, содержат в своем составе золото и серебро.

Следовательно, и в дальнейшем надо считать, что в этом районе могут быть встречены и более крупные месторождения как свинца, цинка, серебра, так возможно и золота; могут быть обнаружены новые месторождения киновари и сурьмяного блеска.

С другой стороны, на северо-западе Украины развиты пока чрезвычайно мало изученные эффузии и дайковые породы крайне разнообразного состава. Их возраст как и на юго-востоке Украины очень юный и достигает по всей вероятности в ряде случаев третичного времени. Наличие среди ледниковых отложений значительных скоплений крупных и чистых кристаллов топаза, дымчатого кварца и других минералов, находки случайные в области Овруча оловянного камня указывают на то, что и в этой разломанной новейшими тектоническими сбросовыми процессами области могут быть встречены при дальнейших исследовательских работах возможно и крупные концентрации разнообразных металлов, в первую очередь олова.

Главнейшая литература по петрографии Украины

1. Ависов. Месторождения лабрадоритов в СССР. «Минеральное сырье», 1928, № 3.
2. Л. Ф. Айнберг. Железорудное месторождение окр. с. Сретенки. Мариупольского округа. «Изв. ГГРУ», 37, 1931.
3. Она же. Приазовский щелочной массив. «Труды СГР», 196, 1933.
4. Она же. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. «Труды ГГРУ», № 49, 1930.
5. А. К. Алексеев. Исследование некоторых пород Мариупольского округа. Наук. зап. Наук.-дослідчої кат. геології, т. II, Днепропетровск, 1927.
6. П. Я. Армашевский. Геологические исследования в области Днепра и Дона. «Труды Геол. комитета», т. XV, 1903.
7. Н. И. Безбородько. Основные стяжения в граните окрестностей Чигирина в Киевской г. «Изв. Дон. пол. ин-та», 82, 1912.
8. Он же. Контактовые взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Днепра (Новогеоргиевск, Никополь). Лубны, 1918.
9. Он же. Явления ассимиляции и инъекционного метаморфизма на Подолии. «Изв. Уральского полит. ин-та», т. IV, 1924/25.
10. Он же. Кристалличні породи Київщини й Подолії, узбережжів Дніпра й Буга. Наук. зап. Київ. дослідчої кат., т. III, в. 2. Геологічний. 1926.
11. Он же. Кристаллические породы окрестностей Винницы. II Всесоюзный съезд геологов. «Геологический путеводитель», 1926.
12. Он же. Отчет об исследовании кристаллических пород близ линии Бобринская—Голта летом 1919 г. «Вестн. Украинского Геолкома», вып. II, 1928.
13. Он же. Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни. «Зап. Киев. об. ест.», XXVII, вып. 3, Полемическая заметка, 1928.
14. Он же. Значение ассимиляции в образовании некоторых типов петрографических провинций. «Труды Минер. музея Ак. наук», т. III, 1929.
15. Он же. Граниты Волыни и их пегматиты. «Вестник Укргеолкома», вып. 13, 1930.
16. Он же. Дінамограніти, східзограніти, теніограніти та спорідненні новоутворення. «Тр. Укр. наук дослідчої кат. Геол. інст.», т. II, 1930.
17. Она же. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов. «Труды Мин. музея Ак. наук», т. I, 1931.
18. Он же. Петрогенезіс відповідно до методики дослідження будівельного каменю. «Журн. геолого-географ. циклу ВУАН», 1933.

19. Он же. Преоблеми петрогенетичных взаємовідношенць між породами, серіями та формациями я Української кристалічної смуги. Там же, 1933.
20. Он же. Районізація магматичних порід кристаллічної смуги України. Корисні копальні України. 1934.
21. Он же. Монцоніти України. «Труды И-та геологии Всеукр. Ак. наук», 1933/34 г. Отд. оттиск.
22. Он же. Українська смуга в світі петрогенези. «Зап. Фіз.-мат. від.», т. IV, вып. 3, 1930.
23. В. С. Бельский. К петрографии Волыни. «Тр. Об. исслед. Волыни», 1910.
24. Гаврусевич. К минералогии топазовых пегматитов Украины. ДАН, № 7, 1932.
25. Он же. К минералогии и геохимии пегматитов Волыни. «Труды Мин. музея Ак. наук», IV.
26. Он же. О геохимико-генетических типах пегматитов правобережной Украины. «Тр. Ломонос. и-та», вып. 2, 1933.
27. П. И. Голубев. Материалы по геологии и гидрогеологии Побужья. Т. I, Р. Буг. Изд. Укргеолкома, 1929.
28. А. В. Гуров. Геологический очерк кристаллических пород в Мариупольском и Бердянском уездах. «Тр. Об. исп. природы при Харьк. у-те», т. XIV, 1880.
29. Он же. К геологии Екатеринославской и Харьковской губ. Харьков, 1882.
30. Он же. Геологическое описание Полтавской губ. Харьков, 1888.
31. Он же. Гидрогеологическое описание Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринославской губ. Харьков, 1893.
32. Домгер. О кристаллических породах юга и юго-запада Европейской России. «Горн. журнал», I, 1871, стр. 419.
33. Б. С. Дуброва. Железистые кварциты и руды западной части Мелитопольского округа УССР. «Изв. Геолкома», т. 46, 1929.
34. А. Н. Козловская. До петрографії кристаличних порід околиць Хощевої на Поділлі. Наук. орг. досл. кат., т. III, в. 2, 1928.
35. Она же. Кристаллічні породи околиць Немірова на Поділлі. «Тр. Укр. наук. досл. інст.», т. II, 1928.
36. А. А. Лагорио. О некоторых гиперстеновых породах. «Прот. Варш. о-ва ест.», 1890.
37. В. Д. Ласкарев. Заметка по вопросу о тектонике южнорусской кристаллической полосы. «Изв. Геолкома», т. XXIV.
38. Он же. Геологические исследования в юго-западной России. «Тр. Геолкома». Н. с., № 77, 1914.
39. П. И. Лебедев и Молева. Пневматолитическая порода приазовской кристаллической полосы. Труды Петр. инст. Ак. наук, вып. 5, 1933.
40. П. И. Лебедев. Петрография Украины. Изд. Ак. наук, 1934.
41. В. И. Лучицкий. К вопросу о происхождении гранитов юга России. Варш. об. ест., 1910.
42. Он же. Рапакиви и породы, его сопровождающие. «Тр. Варш. полит. и-та, 1912.
43. Он же. Новый выход изверженной породы в Полтавской г. Там же, 1913.
44. Он же. Новая область развития гранулитов на юге Киевской г. Там же. 1913.
45. Он же. Кристалличні лупаки та вапняки Київщини та контакти з ними гранітів «Встн. Укргеолкома», вып. I, 1919.
46. Он же. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины. «Зап. Киев. об. ест.», 1927.
47. Он же. Вопросы стратиграфии и тектоники украинской кристаллической полосы. «Бюл. Моск. об. исп. природы», 1930.
48. Он же. Петрография Украины. Изд. Ак. наук, 1934.
49. Матковский. Сієніто-діорітові породи р. Тетерева коло с. Фрисарки. Волин. наук. досл. музей, 1930.
50. Он же. Геологічне дослідження середньої течії р. Тростяниці на Ірші на Волині. Волынский окрплан. Житомир, 1930.
51. Б. Ф. Мефферт. Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе. Изв. Геол. ком. 37, 1918.
52. Миклухо-Маклай. Геологические исследования Новоград-Волынского и Житомирского у. Волынской р. «Зап. Минер. общества», 1890.
53. И. Морозевич. К петрографии Волыни, «Варш. унив. изв.», 1893.
54. Он же. Геологические наблюдения, произведенные в Александровском у. и Таганрогском округе летом 1901 г. «Изв. Геолкома», т. 20, 1901.

55. Он же. Геологическое строение Исачковского холма. «Труды Геолкома», н. с., № 7, 1903.
56. Он же. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Там же, № 8, 1903.
57. Он же. О литологическом составе южно-русской кристаллической площади. «Изв. Геол. ком.», т. XVII, 1898.
58. Он же. Mariupolity i jego krewniaki. «Тр. Польского геол. ком.», 1929. То же, Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1930.
59. Ненадкевич. Река Случь в среднем течении ее и ее изверженные породы. «Труды Вол. геол. партии», Житомир, 1928
60. Ненадкевич-Говорова. Породи родини гранітів. Волин. Наук. досл. музей. 1930.
61. М. И. Ожегова. Несколько слов о рапакиви из окрестностей м. Малина. «Вестн. Укргеолкома», вып. II, 1927.
62. Ю. И. Половинкина. О некоторых интересных амфиболах из пород Кривого Рога. «Зап. Мин. общ.», 53, 1924.
63. Она же. Два новых месторождения чарнокитовых пород Украины. «Труды ГГРУ». № 94, 1928.
64. Б. А. Попов. О южнорусском рапакиви. «Тр. Спб. об. ест.», т. XXI, 1903.
65. П. П. Пятницкий. Исследования кристаллических пород степной полосы Юга России. «Тр. об. исп. природы при Харьк. у-те», т. 32, 1898.
66. Пясковский (С. Д. Четвериков). Габбро в порожистой части Днепра. «Известия ВСГР объединения», т. 51, 1932.
67. Р. Радзишевский. Opis mikroskopiczno-petrograpiczny skal krystalicznych volynskich na poludnie od r. Sbrucz. Sprawozdanja Polsk. Inst. geol. III. 1—2.
68. Н. И. Свитальский. Железорудное месторождение Кривого Рога и генезис его руд. «Изв. Геолкома», т. 43, 1924.
69. Он же. Эгирин с р. Желтой. «Вестн. Геолкома», № 6, 1927.
70. Он же. Железнорудные месторождения Кривого Рога. «Труды СГР», № 153, 1932.
71. В. А. Сельский. Химико-петрографическое исследование гранитов окрестностей Гнивани. «Ежег. Мин. и геологии России», 1912.
72. Семененко. Про базальтові породи Порожистого Наддніпроввя. 1934.
73. Д. П. Сердюченко. О генетических отношениях графита Старокрымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине. «Изв. Дон. пол. и-та», XIV, 1930.
74. Н. И. Соколов. Общая геологическая карта Европейской России. Л. 48, «Тр. Геолкома», т. XI, I, 1898.
75. П. П. Сушинский. О включениях гранита в андезите. «Изв. Дон. полит. и-та», т. III, 1914.
76. И. И. Танатар. Новые горные породы Криворожского железорудного бассейна. «Инж. раб.», 1925.
77. Он же. Новые горные породы Криворожского железорудного бассейна. «Зап. Екат. науч. иссл. каф. геологии», 1926.
78. Он же. Новые данные по петрографии Криворожского железорудного бассейна. Там же, 1926.
79. В. Е. Тарасенко. О горных породах семейства габбро из Житомирского и Радомысльского у. Волынской и Киевской г. «Зап. Киев. общ. ест.», 1895.
80. Он же. Материалы для суждения о химическом составе плагиоклазов. Там же, 1899.
81. Он же. О гранитовых и диоритовых породах Криворожского района. «Труды Геолкома», вып. 90, 1914.
82. Он же. Новая область вулканических пород в Волынской г. «Зап. Киев. об. ест.», 1902.
83. Он же. О куммингтонитовых роговых обманках из Тимашевой балки к югу от Кривого Рога. «Изв. Геолкома», т. 22, 1903.
84. Он же. О некоторых кристаллических сланцах Криворожского рудоносного бассейна. Отд. оттиск, 1923.
85. Он же. Об изверженных горных породах южной части Киевской губ. Юрьев, 1916, отд. оттиск.
86. Он же. Материалы по петрографии кристаллических пород южнорусского горста Ч. I и II, Воронеж, изд. Воронеж. у-та.
87. М. М. Тетяев. К тектонике Украины. «Вестн. Укр. Геолкома», № 9, 1922.
88. П. А. Тутковский. Будівельні матеріали Київщини. Укр. Ак. наук, 1925.

89. В. Н. Чирвинский. Новый массив рапакиви на юге Киевской г. «Вестн. Геолкома», № 8—9, 1927.
90. Он же. О некоторых эффузивных породах Волыни. «Вестн. Укр. Геолкома», вып. 13, 1928.
91. Он же. Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губ. и прилегающих частях Подольской. Там же, вып. 14, 1930.
92. П. Н. Чирвинский. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. Там же. вып. 6, IX, 1925.
93. Он же. Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае. «Изв. Дон. полит. и-та», т. IX, 1925.
94. К. М. Феофилактов. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской. 1851.

Глава II

ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ И РАЙОН КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

1. Воронежский кристаллический массив

Воронежский кристаллический массив выходит на поверхность земли к востоку от украинской кристаллической полосы по берегам Дона около Павловска, южнее Воронежа, и как бы окаймляет огромную североукраинскую мульду с северо-востока. Продолжением этого массива является область развития кристаллических пород района Курской магнитной аномалии, не выходящих на поверхность земли, но обнаруженных буровыми скважинами и находящихся местами не особенно глубоко под поверхностью земли; в районе Салтыковского магнитного хребта кристаллические породы встречены всего на глубине 66,9 *м*.

Область Курской магнитной аномалии располагается к северо-западу от павловских выходов кристаллических пород и тянется, в общем, на северо-запад примерно параллельно общему простиранию украинской кристаллической полосы в направлении г. Орла, не доходя до него.

Район воронежских выходов кристаллических пород на Дону был изучен сперва Барботом де Марни, указавшим на большое сходство между породами берегов Дона и Украинскими (1872); А. А. Штукенберг (1894) отметил большое сходство части этих пород с рапакиви.

Выходы кристаллических пород на Дону, представленные гранитами, располагаются в 12 *км* к югу от г. Павловска, в нескольких местах у Басовки почти к востоку от Павловска, ниже его на правом берегу р. Дона у Новокаменки, на левом берегу Дона ниже Русской Буйловки и еще ниже по р. Свинюха, севернее Богучара.

Выходы находятся в пойме у самой воды и не обладают сколько-нибудь большой высотой. Самые выходы незначительные; так например, басовский выход имеет в длину 50 *м* при ширине 21 *м* и высоте около 3 *м*, у Новокаменки — до 13 *м* высоты при длине до 115 *м*. У Басовки, кроме гранита, имеются также жилы аплита, довольно крупнозернистого, и пегматита мощностью до 10 *см*, обычно меньше; меланократные включения отсутствуют.

В состав этого рапакивиобразного биотитового гранита входят олигоклаз № 19, кварц и микролин; роговая обманка отсутствует. Структура порфировидная, гипидиоморфная, с пойкилитовыми врастками кварца и олигоклаза в микроклине. Иногда наблюдаются катаклазы, довольно резко выраженные. Из имеющихся других разностей — более светлая бедна биотитом, более темная содержит больше биотита, меньше кварца, в очень малом количестве присутствует роговая обманка. Последняя разность представляет рапакивиобразный биотитовый сиенито-гранит.

Окраска этих пород, по определению Лодочникова, светло-лососьевая.

Более крупный выход у Новокаменки (80,80 *м* над уровнем моря) образован тремя разностями пород, — преобладающим мясорозовым среднезернистым амфиболово-омфацитовым сиенитом с кварцем, с зеленовато-черной роговой обманкой и виноградно-зеленым омфацитом, более темной разностью, более богатой мафическими минералами, образующими в ней скопления до 1,5 *см* в поперечнике, и промежуточной между ними породой.

Относительное количество различных минералов крайне непостоянно. Присутствуют жилы пегматита, реже аплита.

В большом количестве присутствуют меланократные включения, придающие поверхности выхода оспенный характер; эти включения достигают размера 40 × 30 *см*, как максимум, и образованы главным образом амфиболово-плагиоклазовыми роговиками.

Преобладающая порода, по Лодочникову, — гибридный рапакивиобразный амфибол-омфацитовый сиенит с кварцем — характеризуется составом из микроклина, олигоклаза № 20, омфацита, кварца, амфибола, титано-магнетита, титанита и апатита.

Порода порфировидная (вкрапленники микроклина до 1,5 × 1,4 *см* при толщине 3—4 *мм*), основная масса паналлотриоморфная, крайне неравномернозернистая, с катаклазами.

Более темные разности отличаются большим содержанием омфацита, апатита и сфена, но не роговой обманки. Аплитовидная разность представляет собой гибридный рапакивиобразный аплитовидный роговообманковый гранит с биотитом, наиболее светлая разность — гибридный рапакивиобразный амфиболовый сиенито-гранит.

Меланократные включения представлены темно окрашенными массивными мелкозернистыми породами с роговиковой (торцовой) структурой, различного минералогического состава: в биотитово-амфиболово-олигоклазовом роговике амфибол того же типа, как и в сиенитах и гранитах данного района, с округленными включениями магнетита; несколько больше, чем олигоклаза, содержит амфибола. Амфиболо-олигоклазовый роговик отличается отсутствием биотита. Анализирован был андезино-амфиболовый роговик с андезином (№ 36); амфибол его несколько отличается от присутствующего в сиените: $c : N_g = 23°$ (и больше), $2V = +72°$ (также больше); повидимому, он сравнительно богат Al_2O_3 и FeO, беден MgO.

Мы имеем здесь дело с породой, более древней, чем сиенит, измененной в контакте с ним.

В районе как Новокаменки (нижний выход), так и Русской Буйловки выступают совершенно такие же гибридные рапакиви-образные биотито-роговообманковые сиенито-граниты, с той разницей, что в Буйловке катаклазы резче выражены и в них больше биотита.

Главная масса породы состоит из олигоклаза (№ 19), микроклина, кварца, амфибола и незначительного количества биотита. Микроклин в значительной степени микропертитовый, роговая обманка отличается аллотриоморфными очертаниями; структурные ее формы, по мнению Лодочникова, не соответствуют той роговой обманке, которая может считаться первичной в данной магматической породе и является «чужаком» для нее. Оптические ее свойства следующие:

N_g — буровато-желтовато- или сине-зеленый.

N_m — буровато-зеленый или зеленый с буроватым оттенком, более густой, чем по N_g.

N_p — светлый, желтоватый.

$c : N_g = 18°$, $N_g - N_p = 0{,}0173$.

Наклонная дисперсия отчетливая, — угол оптических осей необычно мал, $2V = -59°$.

Местами внутри зеленой роговой обманки наблюдаются участки из бесцветной роговой обманки.

Структура порфировидная, основная масса паналлотриоморфная, обусловленная частично катаклазами.

Мелкозернистая разность представляет гибридный неравномернозернистый биотитово-роговообманковый сиенит.

Имеются также участки, образованные гибридным амфибол-омфацитовым сиенитом с кварцем, с порфировидной структурой. Омфацит ясно зеленый, слабо плеохроирующий в этих же тонах: $c : N_g = 43{,}5°$; $N_g - N_p = 0{,}021$; $2V = -59°$, ясная наклонная дисперсия $\rho < \upsilon$. Он близко стоит к ряду диопсид-геденбергита и также является, по В. Н. Лодочникову, «чужаком». Данные исследования аналогичных роговых обманок рапакиви и иных близких к ним пород Украинского кристаллического массива говорят, однако, в пользу магматического образования роговых обманок этих пород.

Особняком стоит гибридизированный олигоклазовый кварцевый лейкодиорит, по составу соответствующий трондьемитам норвежских петрографов.

В состав его входит олигоклаз № 20 (80%), кварц (15%), микроклин (2,4%), далее омфацит, амфибол, апатит и другие. Порода типично паналлотриоморфная.

Меланократные включения представлены амфибол-олигоклазовыми и омфацит-магнетит-амфиболовыми роговиками, аналогичными тем, которые встречаются и выше по реке.

В районе Свинюхи выступает гнейсовидный биотитово-олигоклазовый кварцевый диорит.

Таким образом, все породы района Воронежского массива характеризуются довольно однообразным составом; разнообразные представители их близкого минералогического состава, начиная от сиенитов и до гранита, иногда также до лейкодиоритов типа трондьемита,

образуют одну генетическую магматическую группу, близкую между прочим к некоторым породам Украинского массива, но не столько в рапакиви, как думает Лодочников, сколько к породам группы мариупольских монцонитовых гранитов и сиенитов со щелочным характером.

В химическом отношении они отличаются теми особенностями, которые вытекают из приводимых данных химического состава и данных перечисления этого состава по методам Левинсон-Лессинга, Ниггли и Озанна (табл. 13, рис. 11).

Таблица 13

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	H_2O
1	71,72	0,23	14,18	1,20	1,46	0,59	1,83	3,02	5,00	0,19	0,14
2	64,68	0,35	15,89	1,99	2,18	1,16	3,27	4,01	5,12	0,15	0,59
3	49,60	0,27	21,54	2,34	5,98	3,31	10,14	4,05	1,19	Нет	1,17

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,1	8,2	3,96	1,63:1	79,0	10,2	3,2	6,6	4,7
2	1,3	6,4	2,94	1,09:1	73,0	9,4	2,8	7,8	5,5
3	1,9	3,6	1,5	1:4,5	56,2	2,8	6,2	11,0	8,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*c/fm*	*k*	*mg*
1	42,7	15,7	10,2	31,4	367	0,65	0,52	0,95
2	37,2	19,5	13,8	29,5	257	0,70	0,45	0,34
3	31,8	29,4	27,1	11,7	124	0,92	0,11	0,43

1. Рапакивиобразный биотитовый гранит. Басовка. 2. Гибридный рапакивиобразный биотитово-роговообманковый сиенит-гранит. Русская Буйловка; 3. Андезино-амфиболовый роговик. Верхний выход у с. Новокаменка.

В химическом отношении первые две породы лишь отчасти близки отдельным типам рапакиви Киевской области; в частности, биотитовый гранит близок к розовому порфировидному граниту Радомысльского массива, биотитово-амфиболовый сиенито-гранит зани-

мает промежуточное место между двумя рапакиви Каневского района (нормальным и основным).

Характерно то, что амфиболово-плагиоклазовые включения в гранитах Воронежского района чрезвычайно близко стоят к оливиновому габбро-нориту Черкасского массива. Можно считать, что они представляют породы одной и той же магмы.

Негибридизированной породой В. Н. Лодочников считает только басовский гранит, остальные гибридизированы, что доказывается, по его мнению, присутствием роговообманковых и пироксеновых разностей только там, где присутствуют роговиковые включения, также тем, что плагиоклазы во всех воронежских породах обладают одинаковым составом, между тем как при диференциации количество анортитовых молекул не могло оставаться неизменным.

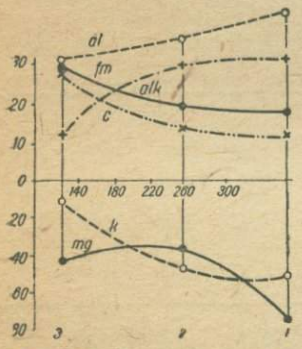


Рис. 11. Вариационная диаграмма магматических пород Воронежского щита № 1—3.

Нормальными продуктами диференциации являются, по Лодочникову, пегматиты и аплиты, также биотитовый сиенит-гранит и сильно обогащенный биотитом шлир басовского гранита, возможно, и кварцево-олигоклазовый лейкогранодиорит.

Поверхность кристаллических пород от области развития воронежских выходов их понижается в различных направлениях. Наиболее высокий выход кристаллических пород находится в Новокаменке (80,80 *м* над уровнем моря), и в 60 *м* к юго-востоку (Коротояк) они понижаются до 2 *м* над уровнем моря, в 70 *км* к ССЗ (ст. Лиски) — более чем на 50 *м*, в районе Салтыковки — кристаллические породы находятся на глубине ниже поверхности земли 116 *м*, местами всего 60—70 *м*.

Таким образом, в районе Курской магнитной аномалии, являющейся как бы продолжением далее на северо-запад Воронежского массива, кристаллические породы залегают на довольно значительной высоте над уровнем моря.

2. Район Курской магнитной аномалии

В районе Курской магнитной аномалии кристаллические породы вскрывались бурением почти исключительно в местах наличия магнитной аномалии и потому вскрыты многочисленными буровыми скважинами главным образом железистые кварциты, содержащие железные руды, которые, как установлено, в настоящее время присутствуют здесь в крупных количествах и обладают местами высокими качествами. Мной было сказано (1926, стр. 234), что «исследования петрографического строения и аналогия с криворожскими рудами говорят в пользу возможности нахождения при дальнейших разведочных работах здесь крупных скоплений окислов железа, главным образом магнетита и мартита, аналогичных Кривому Рогу».

В разведанной толще различается три части: подстилающая, рудная и кроющая.

Кроющая состоит из биотитово-сланцевой свиты, сменяющейся далее по направлению книзу свитой карбонатно-слюдистых сланцев и чередующихся с ними карбонатных пород.

Кроме разнообразных карбонатных пород, присутствуют карбонатно-слюдистые и карбонатно-хлоритовые сланцы, также и двуслюдяные и биотитовые сланцы. Характерно присутствие турмалиновых сланцев, указывающих на участие в образовании части пород борных соединений, и керсантитовых гнейсов, поразительно сходных с типичными керсантитами, богатых темной слюдой и в то же время плагиоклазом, с панидиоморфной структурой.

Нижняя часть кроющей свиты образована биотитовыми сланцами, частью с прослоями таких пород, как железисто-хлоритовые и иные сланцы.

Рудоносная свита образована разнообразными кварцитами, наряду с магнетитовыми, часто очень богатыми железом (свыше 60%), также такими, в которых видную роль играют роговые обманки, слюды, хлориты и другие минералы. Роговообманковые кварциты содержат наряду с актинолитом, тремолитом также и куммингтонит, далее сидерит, гранат и другие минералы.

В состав подстилающей свиты входят разнообразные гнейсы (биотитовые, керсантитовые) и сланцы (слюдяные, карбонатно-слюдяные, гранатово-хлоритовые и др.), также кварциты и известняки.

В отдельных свитах развиты следующие минералы.

Кроющая свита: кварц, кальцит, биотит, мусковит, хлорит, серицит, пирит, турмалин, титанит, циркон, плагиоклаз (альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор), ортоклаз, актинолит, тремолит, магнетит.

Рудоносная свита: кварц, магнетит, гематит, пирит, тремолит, актинолит, куммингтонит, сидерит, хлорит, гранат, апатит, диопсид, биотит, мусковит, плагиоклаз, (олигоклаз), ортоклаз, цоизит, эпидот, кальцит, циркон.

Подстилающая свита: микроклин, кварц, биотит, мусковит, серицит, апатит, магнетит, плагиоклаз, (олигоклаз), зеленая роговая обманка, пирит, циркон, хлорит, гранат, турмалин, ортит.

Для нижней свиты характерно присутствие пород, близких по характеру своему к ортогнейсам, также и к гранодиоритам. Имеются также конгломератные гнейсы.

В Старооскольском районе В. И. Лучицким установлено присутствие в рудоносной свите вместе с магнетитом также и рибекита (1926, стр. 207) с характерным плеохроизмом: N_g — индигово-синий, N_m — красновато-фиолетовый, N — такой же, более желтоватый. Сильная дисперсия биссектрис затрудняет определение угла угасания $c : N_p \upsilon = 35°$; $c : N_p r = 21°$; $N_g - N_p = 0{,}008$ при довольно резком аномальном двупреломлении в связи с различием силы двойного лучепреломления для разных частей спектра; $2V = +70°$.

Таким образом, здесь присутствует такой же амфибол, как и в районе Кривого Рога, главным образом в области р. Желтой, где Тарасенко наблюдал присутствие рибекита в магнетитовых сланцах и В. И. Лучицкий — в ряде мест около рудника Шварца вместе с магнетитом и гранатом.

Н. И. Свитальский (1932) указывает на присутствие в Старооскольском районе нескольких свит железорудных кварцитов и на возможность разделения главной массы кварцитов на: 1) сидеритово-

магнетитовый кварцит, 2) щелочноамфиболовый магнетитовый кварцит, 3) куммингтонито-магнетитовый кварцит, 4) сидерито-амфиболово-магнетитовый кварцит. Содержание железа в рудных залежах достигает иногда более 60%, в отдельных скважинах 42—60%, 47—62% и иные явно промышленные количества его. Руда приурочена к головам железорудных слоев.

Разведочные работы последних лет установили чрезвычайно интересный тип железнорудного месторождения, имеющего промышленное значение и много общих черт с криворожскими; сходство подчеркивается установленным местами присутствием значительных количеств карбонатов также и в Криворожском районе.

Вопрос генезиса этих руд не разрешен. Н. И. Свитальский совершенно правильно говорит, что если будет установлено гидротермальное происхождение этих руд, то значение их будет несравненно больше, чем это представляется в данное время.

Полосы аномалий в настоящее время здесь прослежены в двух направлениях: одна восточная — от Валуек на юго-восток до местности к востоку от Брянска и другая западная — от Волчанска на юго-восток и до Рославля на северо-запад.

Описания района Курской магнитной аномалии опубликованы главным образом в трудах КМА, также в трудах Областной плановой комиссии ЦЧО (1932); в последнем труде геолотический разрез в статье К. Г. Бронштейна геологически неграмотен и вводит в заблуждение.

Главнейшая литература по петрографии Воронежского массива и района КМА

I. По Воронежскому массиву

1. А. А. Штукенберг. Мат. для геологии России. 1894, т. XVIII.
2. В. Н. Лодочников. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы русской платформы. МОИП Геолкома, 1927, вып. 69.

II. По району КМА

1. В. И. Лучицкий. Петрографическое исследование кристаллических пород района Курской магнитной аномалии. «Труды ОККМА», VII, 1926, 160—240.
2. Н. И. Свитальский. Горные породы из скважины первой разведочной линии Щигровского района Курской магнитной аномалии. «Тр. ОККМА», 1924, стр. 226—231.
3. Он же. Криворожский железорудный район и Курская магнитная аномалия. Современные проблемы естествознания. 1924.
4. Н. И. Свитальский и Б. С. Дуброва. Основные показатели геологического строения и качества руд Старооскольского района ЦЧО в системе производительных сил СССР. Воронеж, 1932.

Глава III

КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, КАРЕЛИЯ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ РАЙОНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

1. Общие замечания

Кольский полуостров, Карелия и прилегающие районы развития кристаллических пород входят в состав так называемого Фенноскандинавского (Балтийского) щита, который, кроме указанных только что частей СССР, охватывает всю территорию Финляндии и значительные части Норвегии и Швеции.

В самое последнее время в 25 *км* от Гдова (ДАН, 1933, стр. 237, Асаткин) в южной части Ленинградской области установлено присутствие на протяжении свыше 200 *м* докембрийских гранитогнейсов, прорезанных пегматитовыми жилами, прикрытых ледниковыми слоями мощностью 1—1,5 *м*. Гранитогнейсы преобразованы в первичный каолин, в то время как валуны аналогичных пород в ледниковых отложениях в результате выветривания дали совершенно иные продукты. Мощность первичного каолина составляет до 3 *м*. Высота относительного поднятия этих докембрийских пород достигает 500—600 *м*.

Кристаллические породы района Курской магнитной аномалии и гдовский выход связывают Фенноскандинавский щит и развитые на его территории кристаллические породы с украинской кристаллической полосой и районом воронежского горста.

Сходство кристаллических пород украинской кристаллической полосы и воронежского горста с породами Фенноскандии настолько велико, что правильнее всего объединять Фенноскандинавский щит с Украинским и районами Курской магнитной аномалии и Воронежским в одно целое. Фенноскандинавский и украинский щиты вместе с другими частями развития кристаллических пород акад. А. Д. Архангельский совершенно правильно противополагает Сибирскому щиту (Бюл. Моск. об. исп. прир., 1933). Правильнее назвать этот объединенный щит укрфенноскандинавским. По направлению к востоку этот щит уходит под более юные отложения Центральной впадины, прикрываясь отложениями палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов (рис. 12). Связь двух далеко находящихся один от другого массивов — огромного Фенноскандинавского и сравнительно малого украинского щита и районов воронежского горста и Курской

магнитной аномалии — проявляется в общности ряда геологических и петрографических особенностей. Благодаря хорошей обнаженности кристаллических пород Фенноскандии, в частности Финляндии, и огромной научно-исследовательской работе, проведенной проф. Седергольмом и его учениками, удалось расчленить весь комплекс докембрийских образований этой страны на ряд возрастных и петрографических подразделений путем установления относительного возраста отдельных типов и групп горных пород Финляндии как первично осадочных, так и магматических. Несколько меньше сделано в этом отношении в Швеции и в Норвегии и особенно мало на территории, входящей в состав СССР. Следует, однако, отметить, что в последние годы и на территории СССР достигнуты вполне определенные успехи в этом направлении.

На северо-западе Европейской части СССР особенно хорошо изучены и описаны отдельные части Кольского полуострова, в особенности благодаря работам Академии наук под руководством акад. А. Е. Ферсмана, частью Геологического комитета (проф. А. А. Полканов), и значительно меньше сделано в районе Карелии и в прилегающих к ней с запада и с юга участках развития кристаллических пород. Довольно много сделано в области украинского щита и в районах воронежского горста и Курской магнитной аномалии.

Следует, однако, отметить, что до последнего времени проводились и опубликовывались работы главным образом петрографического характера, но не геолого-стратиграфического, за исключением Кольского полуострова и Украины. Схема стратиграфии кристаллических пород отчасти проработана для первого Полкановым и Куплетским, для второго В. И. Лучицким и Д. Н. Соболевым.

2. Стратиграфическая характеристика горных пород Кольского полуострова (по Полканову)

В своей схеме, опубликованной в 1933 г. (Проблема Кольского полуострова), Полканов дает краткую характеристику процессов отложения осадков на Кольском полуострове, вулканизма, тектонических процессов и метаморфизма в различные эпохи в пределах Кольского полуострова. В своей схеме Полканов разделяет процессы образования и преобразования горных пород на отдельные периоды спокойной седиментации, сменяющиеся периодами горообразования и метаморфизма и связанного с горообразованием вулканизма. Эта схема выглядит следующим образом.

I. Нижний докембрий.

Этот период дал два типа образований: 1) свионо-саамские и 2) боттно-свеко-фенские.

Свионо-саамское время охватывает два древнейших периода горообразования: свионское и саамское.

В свионский период седиментации образовалась совокупность древнейших осадочных пород, представленных главным образом глинистыми осадками.

В следующий саавский период интенсивного складкообразования, а следовательно и вулканизма и метаморфизма с образованием разнообразных магматических пород, из пород свионского времени образовался ряд метаморфических пород, среди которых, естественно, видную

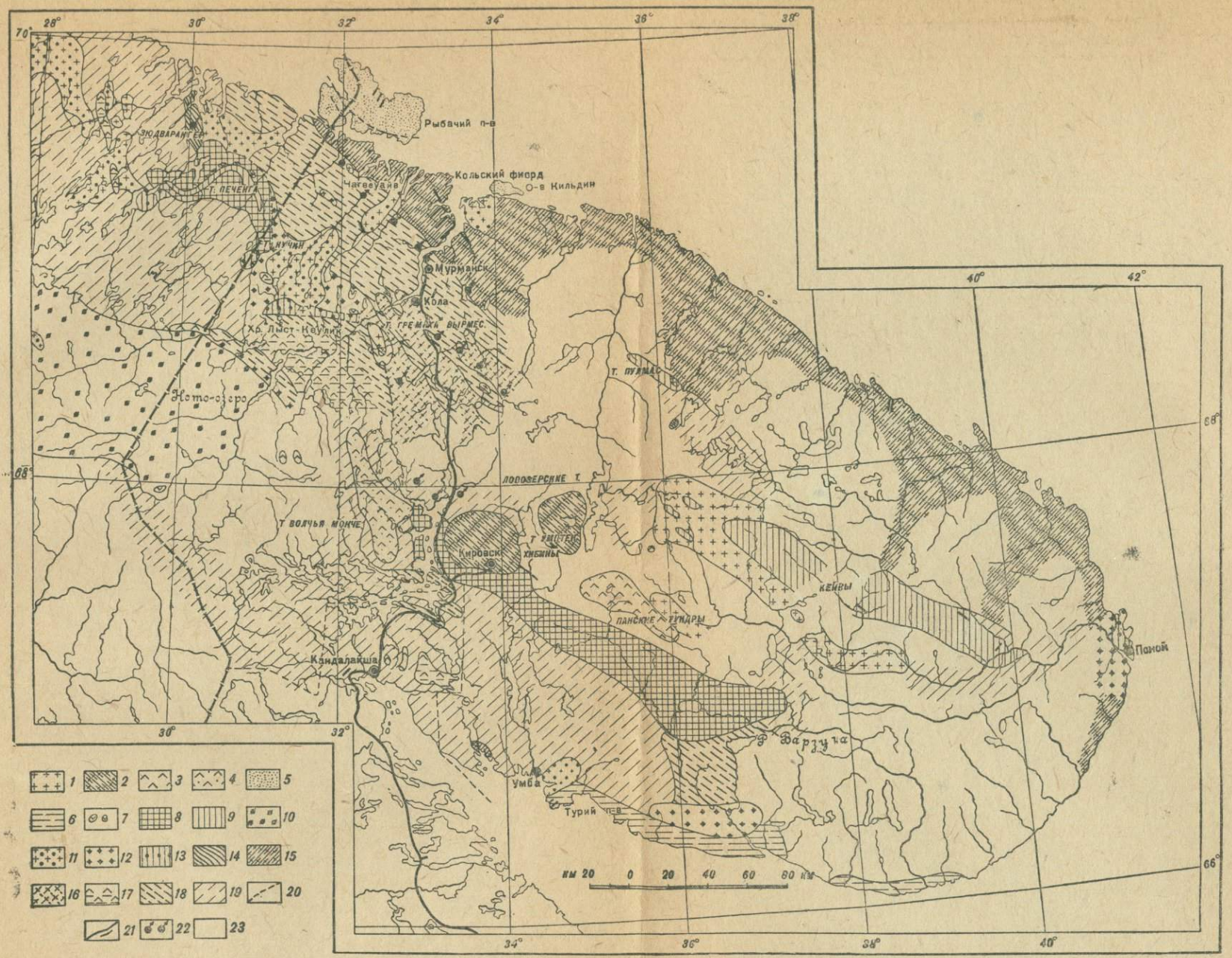


Рис. 12. Петрографическая карта Кольского полуострова (по Б. М. Куплетскому и А. А. Полканову).

1—щелочные граниты; *2*—нефелиновые и частью щелочные сиениты; *3*—комплекс габбро-щелочных сиенитов; *4*—габбро-нориты, пироксениты и др. *5*—силурийские отложения; *6*—ботнийские отложения; *7*—перидотиты; *8*—метадиабазы, шаровые лавы, мандельштейны и т. д.; *9*—осадочные отложения и кристаллические сланцы; *10*—гранулиты; *11*—микроклиновые граниты, частью порфировые; *12*—микроклиновые гранито-гнейсы, частью мигматиты; *13*—комплекс сланцеватых амфиболитов; *14*—комплекс конгломератов, кварцитов, слюдяных гнейсов; *15*—комплекс олигоклазовых гранито-гнейсов, частью мигматитов; *16*—комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов; *17*—комплекс габбро-амфиболитов; *18*—комплекс слюдяных и гранатовых гнейсов; *19*—гнейсы неизвестного возраста; *20*—дислокации; сбросы и надвиги; *21*—дайки основных пород, нефелиновых пород; *22*—железные руды; *23*—неисследованные площади.

1—3—герцинские и постгерцинские образования; *4*—каледонские, частью докембрийские образования; *7—9*—карельские образования; *10—12*—постботнийские—свекофенские образования; *13—14*—ботнийские образования; *15—17*—постсвионские образования; *18*—свионские образования.

роль играют продукты преобразования главным образом глинистых и лишь частично песчанистых осадочных пород, именно: образовались гранатовые и слюдяные гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом, частью и с кианитом. Реже встречаются кристаллические известняки и амфиболиты. Часть амфиболитов и слюдяных гнейсов образовалась также за счет основных и кислых излившихся пород и их туфов.

В саамское время магматические процессы дали начало ряду комплексов горных пород, среди которых Полканов различает следующие интрузии: габбро-норитовых пород и амфиболитов, гиперстеновых диоритов, олигоклазовых (нормальных) гранитов.

Для этих интрузий характерно то, что они залегают согласно среди окружающих их пород, образуя либо формы ареал плутонитов, либо же антиклинальных батолитов или пластовых залежей, образовавшихся одновременно со складчатостью. Иногда батолиты и плутониты олигоклазовых гранитов окружены поясами мигматитов.

Согласно Полканову, для каждого из этих комплексов магматических пород данной эпохи характерно то, что диференциация их шла от основных пород к породам кислым, а именно:

а) в габбро-амфиболитовом комплексе: от пироксенитов через габбро-нориты до диорит-аплитов;

б) в комплексе гиперстеновых диоритов: от перидотитов через нориты до кварцевых диоритов (трондьемитов) и кварцолитов или силекситов в одной ветви, до монцонитовых и чарнокитовых пород в другой;

в) в комплексе олигоклазовых гранитов: быть может от перидотитов и пироксенитов, несомненно же от габбро до олигоклазовых кварцевых диоритов, гранодиоритов и олигоклазовых гранитов.

Все эти породы обычно в большей или меньшей степени сгнейсированы, подверглись автометаморфизму и перекристаллизации с образованием амфиболитов и автомигматитов при чрезвычайно большом разнообразии новообразованных типов в каждом из этих комплексов.

Таким образом, имеется ряд чрезвычайно характерных пород, изученных Полкановым, но пока еще не описанных в печатном виде. В частности следует обратить внимание на монцонитовые и чарнодиоритами связана первая эпоха железного оруденения на территории Украины.

Следует обратить внимание на то, что именно с гиперстеновыми диоритами связана первая эпоха железного оруденения на территории Кольского полуострова (так называемое саамское оруденение), также сульфидное оруденение и местами накопление никеля, меди, цинка, молибдена, золота, серебра. Сульфидные накопления приурочены главным образом к пироксенитовой фации гиперстенов[illegible]иоритовой магмы.

Боттно-свеко-фенская эпоха дала два типа горных пород: один тип во время периода седиментации, в боттнийское время, второй во время складкообразования в свеко-фенское время. К группе пород периода седиментации или боттнийского времени Полканов предположительно относит комплекс амфиболитов, образующих хребты Толпвыд 1 и Лыствыд-Кеулик и быть может мандельштейн-амфиболиты у устья р. Поноя, на восточном берегу Кольского полуострова.

Эти породы представляют собой продукты метаморфизации ман-

дельштейнов, диабазов и их туфов. Осадочные породы представлены группой осадочно-метаморфических пород Зюдварангера, в Норвегии, прилегающего к Мурманскому побережью; здесь развиты между прочим крупные железнорудные месторождения, которые могут быть найдены и на территории СССР и которые образовались во вторую эпоху железного рудообразования; эти месторождения относятся Полкановым к аналогам железных руд Кривого Рога и Верхнего озера в США.

В свеко-фенский период горообразования произошли указанные только что преобразования первичных пород в амфиболиты. В это же время в Фенноскандии образовались так называемые Свеко-Фенские горы с северо-западными и западными простираниями.

Вулканизм в свеко-фенское время проявлялся крупными интрузиями, образовавшими между прочим мощный массив микроклиновых гранитов с гнейсовидными краевыми фациями. Часть интрузий представлена порфировидными гранитами (Ара, Пор-Ряс, Дяница, и Турья), ареал-плутониты которых заняли огромные площади. Эти плутониты характеризуются тем, что условия их залегания, в отличие от предыдущей эпохи интрузий аналогичных пород, являются дискордатными. Участки внедрения гранитной магмы характеризуются обширными площадями развития мигматитов. Эти интрузии сопровождаются выделением пегматитов часто с мусковитом, реже с молибденитом и еще реже с топазом и радиоактивными минералами (в районе Бабинской Имандры). Кроме того, с этими породами связано сульфидное оруденение — пиритовое и молибденитовое (Тулома в западной части полуострова), а местами также пирротиновое, приуроченное к амфиболитам.

II. Средний докембрий (нижний протерозой). К средней группе докембрия относится карельская свита, представленная преимущественно разнообразными осадочными отложениями, среди которых имеются как глинистые, так и кремнистые породы, частью также и карбонатные. Эта свита осадочных пород местами, как например в районе Печенегской тундры (Финляндия), подстилается базальными конгломератами, образованными гальками боттнических пород. Характерные для этой свиты породы: аркозы, глинистые, частью углистые сланцы, доломиты, туфиты, а в районе тундры Кучин — известковистые кварциты, и туфиты, преобразованные в актинолитовые кварциты. Одновременно с осадочными породами, составляющими только 2% всего комплекса пород этой группы, видную роль играют диабазы, мандельштейны, шаровые лавы, агломераты, туфы, андезиты, слагающие толщу пород общей мощностью до 15—17 *км*. Андезиты и агломераты отсутствуют в районе тундры Кучин. Эта свита носит название, согласно Полканову, свиты Имандра-Варзуга, так как она начинается в районе северной части оз. Имандры, в области Монча-Тундры и, обогнув с юга Хибинский массив, доходит далее на востоке до верховьев р. Варзуги. В состав этой свиты входят также и своеобразные породы, названные имандритами, представляющие собой контактово-метаморфизованные диабазы, обогащенные кварцем, с лабрадором и антинолитовой роговой обманкой.

Сюда же относится комплекс пород, состоящих главным образом из слюдяно-кианитово-ставролитовых сланцев и кварцитов, с подчиненными зеленокаменными породами.

Спокойный карельский период седиментации сменился лапповарельским периодом складчатых процессов, давших начало новым горным цепям Лаппо-Карельским, которые в районе тундр Кучина имели восточное, частью северо-восточное и северное простирание. Направление их простирания в других районах остается пока неизвестным. В то время как в Финляндии интрузии этого времени известны в ряде мест и представлены интрузиями перидотитов, на территории СССР процессы вулканизма менее ясны. Полканов относит к этому времени интрузии перидотитов, частью преобразованных в горшечный камень, развитых в районах тундр Подас и в верховьях р. Нота, а также перидотиты, образующие небольшие интрузии в районе тундр Толпыд 1, Кеулик и Подвыд. В районе р. Харловки установлено присутствие гарниерита, соответствующего сульфидному оруденению, наблюдаемому в этих же породах на территории Финляндии.

Остается открытым вопрос: относится ли к тому же возрасту пирротиновое оруденение в районе Хибин или, судя по его геохимическим особенностям (содержание никеля всего 0,04%, Co — 0,09%, Sn — 0,44%), оно является более древним.

К этому периоду относятся также крупные гранитные интрузии Финляндии — послекалевийские или даже послеятулийские. Возможно, что часть порфировидных гранитов Кольского полуострова и часть пегматитов относится к образованиям того же возраста.

III. Верхний докембрий (верхний протерозой). Четвертая эпоха седиментации — иотнийская, представлена красным иотнийским песчаником (кварцитом), который часть русских геологов относит к образованиям девонского возраста, в противоположность геологам Финляндии. Эти кварциты сохранились в грабенах на южном и восточном берегах Кольского полуострова и заходят в район Карелии. В состав этой свиты входят конгломераты, кварцевые песчаники (кварциты), глинистые сланцы. По мнению Полканова, рапакиви на Кольском полуострове отсутствуют; по мнению Б. М. Куплетского, рапакиви имеются на южном берегу полуострова.

IV. Силурийские отложения.

Силурийские отложения возможно были развиты на значительных пространствах; в настоящее время они сохранились широкой полосой только на северо-западе полуострова, именно: на полуострове Рыбачьем и о. Кильдине, где они представлены песчано-глинистыми отложениями, частью песчанистыми, мергелистыми и доломитизированными известняками.

Каледонская складчатость, последовавшая вслед за периодом силурийской седиментации, является первой палеозойской складчатостью, давшей начало каледонидам. Признаки такой именно складчатости были установлены также и на Рыбачьем полуострове. Осадочные породы Рыбачьего полуострова пересечены трещинами по различным, главным образом северо-восточным и северо-западным направлениям. Вдоль этих трещин произошли интрузии габбро, норитов, диабазов. Каледонская складчатость сопровождалась мощными интрузиями основных пород. Возможно, что интрузии основных пород в районе Монча-Тундры и Волчьей тундры обладают также каледонским возрастом; здесь наблюдается довольно значительное сульфидное оруденение (вкрапленность пирита, пирротина,

халькопирита и петландита). Каледонская складчатость сопровождалась накоплением в жилах наряду с пиритом и халькопиритом также свинцового блеска и цинковой обманки, иногда с примесью серебра.

Возможно, однако, что возраст этого оруденения и более поздний. После каледонской складчатости наступил период каменноугольной седиментации, породы которой сохранились только в виде отдельных глыб известняка.

Ко времени последующей, герцинской, складчатости, как думает ряд геологов и петрографов, изучавших Кольский полуостров, образовались мощные интрузии различного типа щелочных пород. Интрузий щелочных пород на территории Кольского полуострова насчитывается до 20 и более, не считая тесно связанных с ними интрузий даек субщелочных пород. Некоторые из этих интрузий обладают колоссальными размерами. В результате этого район Кольского полуострова представляет собой одну из наиболее крупных щелочных петрографических провинций. Непосредственных данных для определения относительного возраста щелочных интрузий нет, в виду отсутствия соответствующих осадочных пород с окаменелостями; однако, имеется ряд косвенных указаний, на основании которых можно делать соответствующие выводы.

Породы Кольского полуострова очень близки к породам окрестностей г. Осло в Норвегии, которые образовались на границе карбона и перми или в древнепермское время; судя по данным Хоргдаля (1932), абсолютный возраст этих пород определен Ковариком на основании изучения эманаций торита в 224 млн. лет, что соответствует возрасту нижнепермской урановой руды.

К тому же периоду относится образование огромных дислокаций, сопровождавшихся мощными интрузиями щелочных пород в Гренландии (мыс Флетчер на востоке Гренландии).

Нефелиновые сиениты Чешской губы, по данным Ф. Н. Чернышева и Д. С. Белянкина, развиты в области тех дислокаций, возраст которых варисцийско-герцинский.

Характерным для Фенноскандии является то, что все интрузии щелочных пород приурочены к периферической зоне каледонид и совершенно отсутствуют (за редкими исключениями) внутри пояса каледонид (Финляндия, Карелия). Отсюда можно сделать вывод, что интрузии щелочных пород более молодые, чем докембрий и каледонское время, а сами интрузии обладают иным характером, чем докембрийские и каледонские интрузии. Как мы видели, все эти рассуждения в значительной степени относятся и к области развития аналогичных щелочных пород района Приазовского массива.

По условиям залегания среди щелочных пород территории Кольского полуострова можно выделить две группы: 1) интрузии в глыбе кристаллического массива, построенного главным образом из докембрийских пород и 2) интрузии, приуроченные к области развития более юных покровных образований.

Первая группа пород характеризуется связью их с трещинными дислокациями и образует ряд даек. К ним относятся ряд даек субщелочных пород, массивы габбро, щелочных пород, щелочных и нефелиновых сиенитов Вырмес, дайки натролитового и нефелинового сиенитов района р. Харловки на севере полуострова, выходы

тингуаитов тундры Чуна и нефелиновых сиенит-порфиров в районе Кандалакши.

Породы первой группы часто характеризуются гнейсовидным строением, как, например, щелочные породы Гремяхи на северо-западе полуострова, частью гранито-сиениты тундры Чалвеуайвишь.

Все эти типы интрузий, по мнению Б. М. Куплетского, являются отпрысками огромных масс массива Умптека (массива Хибинских тундр или Хибинского). По мнению А. А. Полканова, они представляют нижние части интрузивного аппарата, которые соединяли подкоровые магматические массы с интрузивными телами, располагающимися в покровных образованиях.

Совершенно иной характер носит вторая группа щелочных пород, приуроченная к покровным образованиям. Их в свою очередь А. А. Полканов делит на две группы: 1) трещинные интрузии (чрезвычайно своеобразные дайки Турьего мыса), которые пересекают песчаники иотнийского возраста; возможно, что эти дайки соединяют более глубоко залегающие массы щелочных пород с поверхностными эффузивными породами; 2) массивы Хибинских и Ловозерских тундр, массив щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова.

Для очень хорошо минералогически и петрографически изученных щелочных пород Хибинских и хуже изученных Ловозерских нет, к сожалению, достаточно ясного геологического анализа имеющегося материала. Попытка выяснить геологические соотношения между щелочными породами этого района и окружающими их массами разнообразных кристаллических образований сделана была А. А. Полкановым.

Согласно А. А. Полканову, значительная часть Хибинского массива располагается в покровных образованиях; к числу которых принадлежит осадочно-вулканическая свита Имандра-Варзуга, которая, как мы видели выше, ограничивает с запада и юга Хибинский массив и, как указал впервые Рамзай, уходит под этот нефелиново-сиенитовый массив.

На севере, согласно данным Рамзея и Б. М. Куплетского, Хибинский массив образует интрузивный контакт с породами докембрийского кристаллического щита, залегающими здесь на одном уровне с породами более юной свиты — Имандра-Варзуга. Отсюда можно сделать вывод, что в районе Хибинского массива имеется разрыв, который продолжается по направлению к западу, в район Монча-тундра; по этому разрыву северная часть щита приподнялась относительно покровных образований и частью надвинулась на последние. Эта дислокация вызвала интрузию щелочных пород в толщу свиты Имандра-Варзуга в направлении на юг и юго-запад. Плоскости этого разрыва наклонены к северу примерно градусов на 20—25. От этого характера тектоники вмещающих пород зависит и оригинальная форма строения как Хибинского, так и Ловозерского массивов.

Строение массива щелочных гранитов, развитых в центральной части Кольского полуострова, состав и возраст окружающих его пород изучены чрезвычайно мало. Характерным является то, что эти породы вытянуты в северо-западном направлении, что связано

с тектоникой покровных пород, которые вмещают эти щелочные породы.

На основании сопоставления данных изучения щелочных пород А. А. Полканов приходит к следующим интересным заключениям: дайки щелочных и субщелочных пород северо-восточного и северо-западного простирания развиты по расколам, возникшим в связи с боковым давлением с севера и северо-востока. Они распространены во многих частях Кольского полуострова, иногда образуют скопления, как, например, в районе Кольского фиорда и Турьего полуострова, намечая, повидимому, пояса или ареалы разломов.

Крупные массивы щелочных пород связаны с разрывами северо-западного и северо-северо-западного направлений и образуют дугообразные пояса в осевой части полуострова, причем плоскости разлома наклонены на север и северо-восток. Эти нарушения тесно связаны с герцинскими дислокациями. В районе щелочного массива Гремяха-Вырмес (северо-западная часть полуострова), согласно А. А. Полканову, первоначально внедрявшаяся комплексная магма (габбро-щелочные сиениты) дала затем начало двум группам пород: 1) пироксенитам, габбро и анортозитам; 2) океритам, пуласкитам и лаурвикитам.

После этого последовала новая интрузия, давшая начало породам иного типа — нефелиновым сиенитам и щелочным гранитам. Каковы возрастные соотношения последних пород и образовались ли первыми нефелиновые сиениты, а затем щелочные граниты или, наоборот, пока не удалось выяснить, но в Норвегии, в районе г. Осло, за сиенитами следовали граниты.

Интрузии щелочных пород интересны в том отношении, что они сопровождаются разными типами оруденения, возникшими в результате привноса и концентрации ряда таких элементов, которые в других породах и интрузиях отсутствуют.

В геохимическом отношении чрезвычайно характерно накопление в ряде мест областей развития щелочных пород Кольского полуострова титаномагнетита с 19—21% TiO_2 и 0,09% V_2O_5. С кольцевой интрузией Хибинских тундр связано накопление огромных масс апатита (Cl, F, P), также Sr, Th, в комплексе сопровождающих минералов — TiO_2, V_2O_5, Ce_2O_3 (в ловчоррите до 8,79% Ce_2O_3), ZrO_2 в цирконе и цирконово-силикате — эвдиалите (до 11—15,9% ZrO_2). Характерно далее накопление крупных масс пирротина с Ni и связь с щелочными породами небольших концентраций Pb, Zn, Ag, Cu, Mo.

Для ясности укажем на состав отдельных редких пород: окериты — авгитовые сиениты с кварцем, главный темный минерал — преобладающий биотит, много плагиоклаза, пироксен близок к диопсиду; пуласкиты — гранит-порфировые жильные породы, в состав которых входят: богатый натрием калиевый полевой шпат, баркевикит, авгит, биотит и нефелин; к ним причисляются также жильные нефелиновые сиениты; лаурвикиты — авгитовые сиениты с натровым ортоклазом, диопсидом, эгирином, биотитом, роговой обманкой, по большей части также с содалитом и нефелином.

Схемы образования различных горных пород района Кольского полуострова, в первую очередь магматических, даны как А. А. Полкановым, так и Б. М. Куплетским. Отчасти они сходятся друг с другом.

3. Схема образования горных пород и полезных ископаемых (по А. А. Полканову, 1933)

I. Свионийский цикл. Седиментация с накоплением глинозема, давшего при метаморфизме скопления силлиманита, кианита, ставролита и граната.

1а. Саамская эпоха. Первая эпоха железной металлогении, в связи с абиссальными гипомагматическими процессами. Метасоматоз огромных масштабов. Сульфидное оруденение (I эпоха).

II. Боттнийский цикл. Седиментация с осадочным железорудным оруденением огромного масштаба в Норвегии (2-е железное оруденение). Сульфидное оруденение (пирротин).

2а. Свеко-фенская эпоха. Интрузия гранитов с образованием полевого шпата, строительного и облицовочного материала, мусковита. Сульфидное оруденение с Mo, пиритом.

III. Карельский цикл. Седиментация. Филлиты, известняки, доломиты. 3-е железное оруденение. Магматические гипабиссальные ультраосновные интрузии с сульфидным оруденением в Финляндии, II эпоха; Ni, Co. Признаки его имеются на территории СССР.

IV. Иотнийский цикл. Седиментация, стройматериалы, абразивы, огнеупоры.

V. Силурийский цикл. Седиментация—песчаники (абразивы), известняки, мергеля, диатомиты.

VI. Каледонская интрузия. Гипабиссальные интрузии основных пород с чрезвычайно широким сульфидным оруденением с Cu, Ni (Pb), (III эпоха) частью магматическим, частью термальным. Быть может жилы кварцевые с Au (и Pt) и баритово-кальцитовая формация с Pb (Ag), S, ZnS, $CuFeS_2$.

VII. Герцинская эпоха. Гипабиссальные интрузии субщелочной и щелочной магм. Первые замечательны присутствием TiO_2 и V_2O_5, вторые — апатита и нефелина, сфена и титаномагнетита, редких земель в апатите и в ловчоррите, ZrO_2 в эвдиалите и присутствием ванадийсодержащих минералов — эгирина и титаномагнетита.

Схема А. А. Полканова, как видно, отличается резким оттенением закономерностей в распределении в различных возрастных группах горных пород, определенных типов металлов и полезных ископаемых.

Несколько иной тип подразделения был предложен в 1932 г. Б. М. Куплетским.

4. Схема возрастных взаимоотношений горных пород Кольского полуострова (по Куплетскому, 1932)

I. Послесилурийские породы.

1. Осадочные породы — нет.

2. Магматические породы. Формация жил пироксенитов, порфиритов, эссекситовых диабазов северо-западного и северо-восточного простираний.

Щелочной комплекс Турьего мыса и субщелочные порфириты Кандалакского залива.

Щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр, Вырмес-озера и р. Харловки.

Щелочные граниты центрального водораздела Кольского полуострова и массивов Гремяхи и Чалвеуайвиш.

II. Силур, кембрий.

1. Осадочные породы. Осадочная свита о. Кильдина и полуострова Рыбачьего.

2. Свита магматических пород. Жильные габбро-диабазы и пироксениты Мурманского побережья северо-западного и северо-восточного простираний.

Ультраосновные породы, оливиновые габбро и форреленштейны Хибин-озера, Хаб-озера, Умбры и других мест.

Габбро-диабазы верховьев р. Поноя и р. Паны.

Интрузии основных пород (норитов и перидотитов) Монче, Чуна и Волчьей тундры и Вырмес-озера (габбро-диабазы и имандриты восточного берега оз. Имандры).

III. Протерозой.

1. Осадочные породы.

Песчаники восточного и южного берегов Кольского полуострова.

Известняки рр. Варзуги и Паны.

Метаморфизованные осадки восточного берега р. Имандры.

Свита слюдяно-кианитовых и ставролитовых сланцев района Кейви в восточной части полуострова.

2. Магматические породы.

Эффузивные метаморфизованные породы восточного берега оз. Имандра, бассейн рр. Варзуги и Паны.

IV. Архей.

1. Осадочные породы.

Мусковитово-гранатовые гнейсы и сланцы западной части полуострова.

Группы амфиболовых гнейсов, амфиболитов, эклогитов и метабазитов.

Гранатовые и слюдяные гнейсы.

Слюдяные сланцы и гнейсы с амфиболовыми, пироксеновыми, магнетитовыми и иными сланцами и амфиболитами.

2. Магматические породы.

Граниты-рапакиви Кандалакской губы и губы Ара.

Микроклиновые граниты и их мигматиты, пегматиты и кварцевые жилы.

Плагиоклазовые граниты и их мигматиты, пегматиты и кварцевые жилы.

Эффузивы устья Поноя.

Метаморфизованные габбро Чуна, Монча и Волчьей тундры. Которанскиты окрестностей Порьей губы.

Габбро-пироксениты и друзиты Кандалакского района.

5. Щелочная петрографическая провинция Кольского полуострова

Для Кольского полуострова чрезвычайно характерны щелочные породы, крайне своеобразные, отличающиеся большим разнообразием состава и структуры и имеющие в то же время крупнейшее

промышленное значение. Выходы их, как мы видели выше, занимают иногда огромные пространства преимущественно в осевой части полуострова. При своеобразии и разнообразии щелочных пород Кольского полуострова получается петрографическая, натровая по преимуществу, провинция, не имеющая по существу аналогов на земной поверхности. К ней частично приближается петрографическая натровая провинция юга Украины, хотя с рядом своих, также своеобразных, характерных черт.

Среди щелочных пород Кольского полуострова особенно хорошо изучены нефелиновые сиениты и очень слабо занимающие огромные площади щелочные граниты.

Щелочные граниты, судя по характеру их распространения, образуют один массив, состоящий из двух частей: одной — в среднем течении р. Поноя, другой, более широкой, — в верхней части его.

На западном продолжении второй части располагаются оба массива нефелиновых сиенитов, именно: массив Ловозерских тундр (Луяврурт) или Ловозерский между озерами Ловозеро на востоке и Умбозеро на западе и массив Хибинских тундр или Хибинский массив (Умптек) между Умбозером и оз. Имандра. Все эти породы представляют собой продукты дифференциации одной и той же магмы, что можно видеть прежде всего из их минералогического состава.

Общее протяжение этого комплексного щелочного массива составляет до 250 *км* при ширине до 60 *км*; в общем, он образует дугу, изогнутую на западе к северо-западу. Далее, за оз. Имандра выступают из глубинных пород только основные и ультраосновные породы Монче- и Чуна-тундр.

Щелочные граниты имеются и далее на северо-западе в районе тундры Гремяхи-Вырмес, к юго-западу от г. Колы, где они образуют ясно выраженную небольшую магматическую группу общего гене-

Таблица 14

Минералогический состав щелочных гранитов в %
(по Б. М. Куплетскому и Воробьевой)

Минералы	Южная часть				Северная часть
	Урма-варака		Кучуайв		
	I	II	III	IV	V
Арфведсонит . .	11,24	11,55	5,70	—	8,15
Эгирин	6,76	7,45	7,85	11,32	6,12
Микроклин . . .	39,48	29,03	26,80	43,34	24,40
Альбит	3,50	11,83	13,50	4,87	4,15
Кварц	38,92	40,04	46,15	40,40	39,48
Второстепенные минералы . . .	0,10	0,10	—	0,07	—

зиса с габбро и щелочными сиенитами, образовавшуюся путем дифференциации одной магмы, не давшей, однако, выходов нефелиновых сиенитов.

Еще далее на северо-запад известны щелочные граниты между Лицким и Титовским фиордами.

Щелочные граниты восточной Лапландии (осевой части Кольского полуострова) мелко- и крупнозернистые; для них характерна, в отличие от обычных щелочных гранитов, окраска не сероватая, а розовая и светложелтая. Обычно они резко гнейсовидные (кристаллизационно-сланцеватые) и сопровождаются многочисленными аплитовыми и пегматитовыми жилами. Состоят из кварца, микроклин-пертита и альбита № 5—8. Мафические минералы представлены главным образом эгирином и щелочным амфиболом арфведсонитового ряда. Последний отличается малыми углами угасания ($c : N_p = 5 - 7°$), плеохроизмом от зеленовато-синего (N_g) до темносинего с буроватым оттенком (N_g). Сила двойного лучепреломления очень невелика: $N_g - N_p = 0{,}012$.

Для этих гранитов характерно присутствие некоторых минералов, типичных для Хибинского нефелин-сиенитового массива, именно: энигматита [1], призмочек минерала астрофиллитовой группы [2] и др. В частности присутствует и флюорит.

Щелочные граниты сопровождаются различными типами пегматитов, среди которых Воробьева различает (1932) несколько типов, подтверждающих принадлежность гранитов к щелочным породам.

1) Кварцево-полевошпатовые выделения с розовым микроклином. Дайки мощностью от мелких до 1,5 *м*.

2) Кварцево-арфведсонитовые пегматиты с радиально-лучистыми выделениями минералов группы астрофиллита и ильменита; мощность их 0,5—1,0 *м*. Выделения арфведсонита достигают 30 *см* длины при 2,5—3,0 *см* в поперечнике.

3) Типичные пегматиты гранитовой магмы с выделениями изумрудно-зеленого микроклина, белого молочного кварца и темнофиолетового флюорита. Этот тип встречается исключительно в контакте со сланцами.

Около контакта гранитов с гнейсами происходят изменения как эндоконтактовые, так и экзоконтактные. В гранитах появляются аплитовые разности без микроклина с более основным плагиоклазом (до олигоклаз-альбита), а иногда и гранатом.

В свою очередь гнейсы инъецируются гранитом, преобразуются частью в мигматиты, обогащаются роговой обманкой, иногда пироксеном, в них в большем количестве появляется микроклин. Биотитовые гнейсы, кроме того, образуют в гранитах ксенолиты различных стадий растворения.

Судя по химическому составу (табл. 15, анализы 1 и 2), эти граниты очень близки к рибекитовым гранитам.

---

[1]) Энигматит — триклинический амфибол, отличающийся содержанием значительного количества двуокиси титана, черный, с красно-бурой чертой; типичен для хибинских щелочных пород.

[2]) Астрофиллит—титаносиликат железа и марганца с щелочами, бронзово-желтого цвета.

Таблица 15

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3
1	75,27	0,30	11,60	1,31	1,32	0,05	0,32	3,90	5,30	1,03
2	70,72	0,48	12,97	2,13	2,90	0,36	1,20	3,85	4,45	1,13
3	74,40	0,24	9,26	3,69	0,63	0,45	0,80	4,04	6,12	1,60

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,17	10,4	4,35	5:2,1	82,0	13,6	0,6	5,6	5,3
2	1,43	11,0	4,90	3,9:1	82,0	10,0	1,2	8,8	5,0
3	1,40	10,1	4,60	2,1:1	80,5	11,8	1,0	7,2	5,7

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	42,0	12,6	1,8	32,5	465	0,47	0	0,14
2	30,3	21,7	4,7	43,3	415	0,50	0,17	0,22
3	35,6	23,1	3,6	37,7	369	0,43	0,01	0,16

1. Щелочной гранит. Валдруаявр. 2. Аплитовый щелочной гранит, Валдруаявр, Белая тундра верховья Поноя. 3. Энигматито-эгириновый гранит.

Как видно из анализов, три щелочных гранита западной части щелочно-гранитового массива почти тождественны друг другу, отличаясь лишь степенью кислотности (рис. 13).

В данном районе переходов от щелочных гранитов к нефелиновым сиенитам не установлено, но они имеются в других районах, как, например, в районе тундры Гремухи, где развиты энигматитовые и эгириновые граниты, причем здесь присутствуют также и породы, переходные через щелочные сиениты к нефелиновым сиенитам.

Подводя итоги тому, что нам известно о щелочных гранитах Кольского полуострова, можно сказать, что они петрографически на всем протяжении от восточного конца у Понча и до северо-западного у Колы и Мурмана отличаются довольно большим постоянством и типичны для натровых гранитов.

Нефелиновые сиениты. Нефелиновые сиениты образуют два самостоятельных массива, с одной стороны, очень сходных друг

с другом в отношении своего геологического характера и чрезвычайно своеобразного кольцеобразного строения, с другой, — в значительной степени отличающихся один от другого в отношении развитых на территории каждого из них магматических пород при ряде черт большого сходства состава между этими породами. В то же время они резко отличаются от ряда других массивов нефелиновых сиенитов.

Чрезвычайно интересны они и в геохимическом отношении в связи с поразительным разнообразием химических элементов, которые входят в состав горных пород и минералов этого района. Имеется два массива: один из них, Хибинский, он же массив Хибинских тундр или Умптек, располагается тотчас к востоку от оз. Имандры; другой Ловозерский, также массив Ловозерских тундр или Луявурт. Последний отделен от первого оз. Умбозером и ограничен с востока оз. Ловозеро.

Высоты этих массивов достигают 1 250 *м* над уровнем моря при колоссальной для этих пород площади, которую они занимают и которая достигает 1 600 *км*².

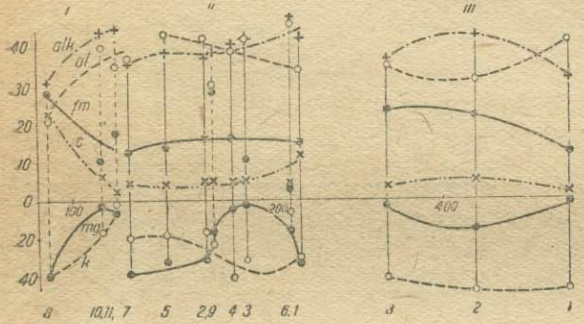


Рис. 13. Вариационная диаграмма (по Ниггли) горных пород Ловозерских тундр.
(*I*) Хибинского массива (*II*) и гранитов центральной части Кольского полуострова (*III*).

Особенно детально изучался этот район впервые финляндским петрографом Рамзеем в 1890 г. и затем с 1920 по 1927 г. Академией наук по инициативе и под руководством акад. А. Е. Ферсмана. Когда этими работами, производившимися при чрезвычайно трудных условиях, выяснилось промышленное значение Хибинского района, к работе Академии наук присоединился ряд других научно-исследовательских учреждений СССР, в том числе Геологоразведочный институт в Ленинграде, ЦНИГРИ, Институт по удобрениям и другие. До настоящего времени ряд крупных работ издан был главным образом по результатам произведенных здесь работ Академией наук. Сводки по результатам исследований не только Хибин, но и всего Кольского полуострова, даны, как указано было выше, Б. М. Куплетским, с одной стороны (Академия наук), А. А. Полкановым — с другой (ЦНИГРИ).

В то время как Хибинский массив, ближайший к железной дороге, с крупным месторождением апатитовых руд, изучен с петрографической и минералогической стороны очень хорошо, несмотря на все трудности, которые встречали петрографы в своей работе в условиях высокогорной местности за Полярным кругом, Ловозерский массив изучен сравнительно мало; имеется лишь общее представление о его петрографии.

Для обоих массивов чрезвычайно характерна в общем округлая форма площади их расположения и кольцевое строение массивов. Далее, чрезвычайно характерно общее падение пород под углом

около 20—30° на северо-восток в связи, как мы видели выше, с падением в том же направлении поверхности сброса.

Хибинский массив. Хибинский массив находится на границе между докембрийскими кристаллическими породами — на севере и покровными, также докембрийскими породами свиты Имандра-Варзуга, — на юге и западе (рис. 14). В состав этих последних пород входит, как характерная порода, имандрит, представляющий собой метаморфизованный уралитовый диабаз (Б. М. Куплетский, 1929). По Рамзею, это — крупнозернистое габбро, состоящее из лабрадора и актинолитовой роговой обманки, обогащенное кварцем. По определению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга («Петрографический словарь», 1933), это — порода, находящаяся в контакте с нефелиновыми сиенитами, состоящая из гранофировых сростков альбита с кварцем и быть может образовавшаяся из серой вакки. Форма Хибинского массива в значительной степени округлая; в самом массиве можно различать несколько зон различного состава и строения, которых можно насчитать три: краевую, среднюю и центральную. Краевая оболочка начинается умптекитами, образующими узкую полосу вокруг значительной части западного, северного и южного края площади развития нефелиновых сиенитов на границе между свитой Имандра-Варзуга и собственно нефелиновыми сиенитами.

Умптекитами называются контактовые разности нефелинового сиенита, очень бедные нефелином, состоящие из различных щелочных полевых шпатов, щелочной роговой обманки (арфведсонита), эгирина и различных второстепенных минералов.

Вслед за оболочкой из умптекита следует широкая зона развития хибинитов. Так назвал Рамзей крупнозернистые нефелиновые сиениты с размерами зерен полевого шпата и нефелина до 1,5—2,0 *см*. От других нефелиновых сиенитов они отличаются характерной пегматитовидной структурой, обусловленной взаимным прорастанием полевых шпатов и резко идиоморфного нефелина с резко проявленным ксеноморфизмом мафических минералов.

Примерный состав хибинита (в %) следующий:

Нефелин	36	Эгирин	15
Полевой шпат	47	Остальные минералы . .	2

Полевой шпат своеобразен; в нем отношение K и Na будет 1 : 1, содержит 0,26% BaO и 0,10% SrO.

Мафические минералы представлены эгирином, эгирин-авгитом и реже арфведсонитом. Второстепенную роль в хибинитах и Хибинском и Ловозерском массивах играют минералы, содержащие цирконий.

Последние минералы появляются в большом количестве в пегматитовых разностях хибинитов и сопровождающих их пегматитах. К числу таких минералов принадлежат: эвдиалит[1], эвколит, астрофиллит, мурманит, рамзаит, ловчоррит, юкспорит, ринколит, нептунит и ряд других.

---

[1] Эвдиалит, местное название «лопарская кровь», — минерал довольно яркого красного цвета, образует крупные зерна в самом хибините и других нефелиновых сиенитах. Представляет собой циркониевый силикат гексагональной сингонии с 13—19% содержания в нем ZrO_2, также до 2% редких земель (церий, лантан, дидим, празеодим, неодим).

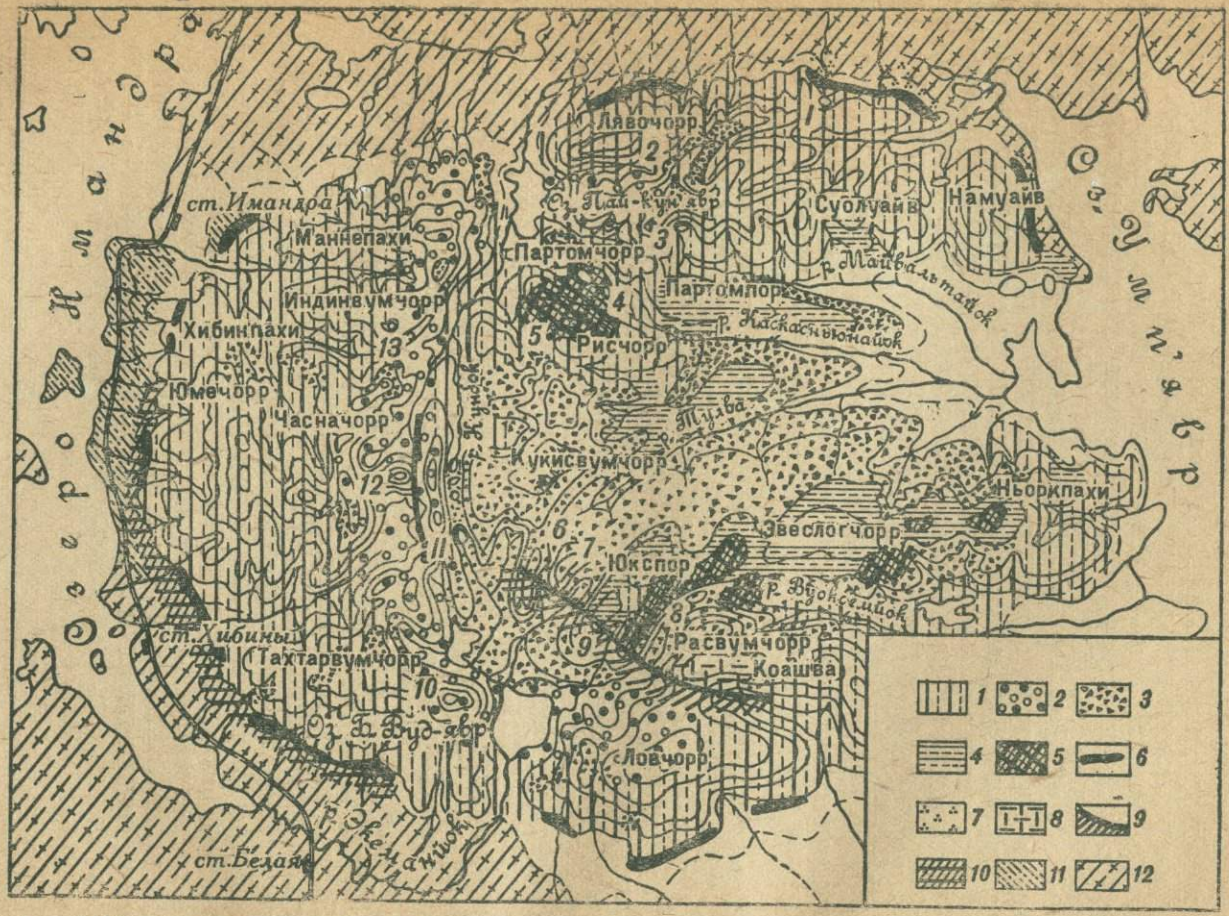


Рис. 14. Петрографическая карта Хибинских тундр. (Составлена Б. М. Куплетским по работам 1921—1923 гг.).

1—хибиниты; *2*—лейстовые хибиниты; *3*—эгириновые нефелиновые сиениты; *4*—роговообманковые мелкозернистые нефелиновые сиениты; *5*—слюдяные мелкозернистые нефелиновые сиениты; *6*—умптекиты; *7*—лестивариты; *8*—ийолиты и уртиты; *9*—контакты измененных осадочных пород; *10*—контактово-метаморфизованные изверженные породы; *11*—гнейсы; *12*—апатитовые дуги. Горизонтали нанесены через 200 *м*.

Эвколит — также цирконо-силикат, содержит до 12% ZrO_2 и тех же редких земель, что в эвдиалите, до 1% и более при преобладании щелочных земель вместо щелочей. Минерал образует с эвдиалитом изоморфный ряд (оптические свойства см. В. И. Лучицкий «Петрография», IV изд., Горгеолнефтиздат, т. 1, стр. 152); он обычно буроватый и темнокрасный, зерна иногда несколько сантиметров в поперечнике.

Астрофиллит (оптические свойства см. там же, стр. 239) титаносиликат в пластинчатых кристаллах золотисто-желтого цвета в виде скоплений пластинок до 10 *см* и более, частью темного золотистого цвета.

Мурманит — водный титаносиликат натрия, близкий к лампрофиллиту, безводному титаносиликату натрия; образует пластинчатые кристаллы в параллельном срастании с лампрофиллитом. В свежем изломе цвет его по спайности фиолетовый с сильным металлическим блеском, перпендикулярно спайности фиолетовой, со стеклянным блеском. Перед паяльной трубкой легко плавится. Двуосный, отрицательный, с сильным плеохроизмом (темнофиолетовый до темнобурого). Очень сильное двойное лучепреломление.

Рамзаит — титаносиликат натрия (оптические свойства см. там же, стр. 246) образует бурые и черно-бурые, иногда коричневые неправильные выделения или кристаллики. В тонких шлифах он прозрачен, темно-медово-желтый, с прекрасной спайностью по 100 и 110, на плоскостях спайности блеск металлический, в изломе — стеклянный.

Ловчоррит — кальциевый титаносиликат, содержащий до 16% TiO_2 и, что особенно важно, значительные количества редких земель, в первую очередь окиси церия; ее вместе с редкими землями до 12%. Ловчоррит легко разлагается кислотами. Минерал относится к так называемой мозандритовой группе. Моноклинический. В свежем виде большие массы его окрашены в различные оттенки, от бутылочно-зеленого до желто-зеленого, буроватого и желтого при выветривании. Массы его имеют стекловатый вид с жирным блеском. В некоторых дайках юго-восточного Ловчорра он преобладает.

Пектолит — кальциево-натровый силикат, относимый некоторыми минералогами к группе пироксена и к минералам, близким к волластониту (оптические свойства см. там же, стр. 239), образует иногда крупные спайные агрегаты, полупрозрачен, с сильным стеклянным блеском на плоскостях спайности, сине-зеленый, частью волокнистый, непрозрачный, сероватый.

Юкспорит близок к пектолиту по составу с большим содержанием Na_2O и K_2O; легко растворяется в кислотах, легко плавится, розовый, мясокрасный, с чешуйчато-волокнистой структурой. От пектолита отличается низким двупреломлением (0,016 вместо 0,036), удлинением по N_p, плеохроичен (N_p светложелтоватый N_m и N_g розово-желтый).

Как и у пектолита, плоскость оптических осей перпендикулярна плоскостям 010 и 001.

Ринколит — кальциевый титаносиликат со значительным содержанием редких земель (оптические свойства см. там же, стр. 240) развит в виде тонко- и толстопластинчатых радиально-лучистых агрегатов, в свежем виде шоколадного цвета, при выветривании

светложелтый. Иногда образует стекловидные кристаллы длиной до 6 *см* и до 1 *см* в поперечнике.

Хибинит окружает почти весь Хибинский массив; полоса его достигает особенно большой ширины в западной части массива.

В контакте с более кислой и иного состава свитой Имандра-Варзуга хибинит переходит в умптекит, на севере же в контакте с биотитовыми гнейсами и другими породами он заменяется местами лестиваритами, плотными лейкократовыми породами, состоящими из 85—90% микроклин-пертита и 4—6% альбита с примесью эгирина, арфведсонита и др.

В приконтактовой зоне в хибините иногда присутствуют также ксенолиты, обогащенные бурой щелочной роговой обманкой, с небольшим количеством полевого шпата и нефелина.

В хибинитовой дуге по направлению внутрь массива нормальный хибинит сменяется трахитоидным хибинитом с флюидально расположенными таблитчатыми кристаллами полевого шпата. Этот тип хибинита не всюду одинаково полно развит.

Хибинитовая дуга отличается большим постоянством состава и структуры, нарушаемым развитием пегматитов разнообразного состава. В геохимическом отношении хибинитовый пегматит отличается большим разнообразием состава с накоплением окислов натрия и железа, кремнекислоты, одновременно окислов титана, циркония и стронция.

Пегматоидный характер хибинита, как и богатство его указанными элементами, говорит в пользу богатства хибинитовой магмы минерализаторами, в первую очередь водой и фтором.

Характерно то, что из трех поясов хибинитов наиболее древними являются расположенные по краю умптекиты, содержащие 63% кремнекислоты; более юными являются хибиниты пегматоидные и затем трахитоидные. Иногда развиты также и альбититы: количественный состав последних, а также лестиварита (в %) изображен на следующей таблице.

Таблица 16

	Лестивариты			Альбититы	
Микроклин-пертит	90,0	81,0	88,5	2,8	3,1
Альбит	4,7	6,0	—	83,6	88,6
Эгирин и амфибол	2,5	3,0	11,0	9,7	6,9
Второстепенные минералы .	2,8	—	0,5	3,9	1,4

Центральная часть Хибинского массива обладает иным петрографическим характером при значительно большем разнообразии пород с пестрыми незакономерными сменами различных нефелиновых сиенитов, слагающих эту часть массива.

Для нефелиновых сиенитов центральной части массива характерно то, что в их состав входит значительно меньше нефелина, чем в состав хибинитов, и отчасти другие мафические минералы. Другой характер носят также и их структуры. Б. М. Куплетский дает (1932) следующую таблицу распределения минералов (в %) в различных типах нефелиновых сиенитов Хибин.

Таблица 17

Минералы	Краевая часть	Центральная часть	
	Хибинит, среднее для 3 образцов	Слюдяной неф. сиенит, среднее для 5 образцов	Роговообманк. неф. сиенит, среднее для 6 образцов
Нефелин	36,3	20,1	18,8
Полевой шпат	46,6	63,6	64,8
Пироксены и амфиболы .	15,8	1,7	8,7
Лепидомелан	—	9,7	—
Титанит	1,3	2,2	2,2
Остальные минералы . . .	—	4,8	2,7

Среди нефелиновых сиенитов центральной части массива имеется большое число разновидностей. Можно наблюдать и некоторую закономерность в их распространении. Среди нефелиновых сиенитов имеются такие разновидности, как лепидомелановые (рисчорриты), эгириновые, астрофиллитовые, эгирин-лепидомелановые, лепидомелан-астрофиллитовые и другие.

Далее, для нефелиновых сиенитов центральной части Хибинского массива характерна кристаллизационная слоистость и крайне неравномерная зернистость. Кристаллизационная слоистость прекрасно видна в так называемых луявритах, нефелиново-сиенитовых породах с эвдиалитом, богатых эгирином, изредка с титаносиликатами или цирконосиликатами, с прекрасно выраженной трахитоидной структурой, в особенности в юго-западной части Кукисвумчорра, а также и в роговообманковых фойаитах, играющих преобладающую роль в центральных частях Хибинского массива, в верховьях Тульи, Каскасньюнайока и в различных частях Юкспора, Кукисвумчорра и Россчора.

Последовательность смены разнообразных типов нефелиновых сиенитов от внешнего края центральной части массива по направлению к центру его происходит не всюду одинаково. Характерная смена наблюдается с запада на восток по профилю от обнажения южного отрога Кукисвумчорра через Апатитовую гору к Лопарскому перевалу: сначала идут хибинит-луявриты и породы ийолит-уртитового ряда, затем рудное тело апатитово-нефелиновой породы, еще далее западная полоса лепидомелановых нефелиновых сиенитов, сменяющихся среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами. Еще далее к востоку — восточная полоса лепидомелановых нефелиновых сиенитов с темной контактовой зоной плотных пород и, наконец, — светлые фойаиты.

В этом профиле характерно то, что слагающие его породы мелко- и среднезернисты, и, кроме того, каждая предыдущая порода является более молодой, чем каждая последующая. Исключение составляют апатитовые руды, прорывающие более древние породы. Нефелиновые сиениты как бы постепенно одни за другими выполняли

огромных размеров чашу магматического бассейна. На границе между двумя типами пород, следующих в своем образовании одна за другой, присутствуют часто пегматитовые выделения разнообразных минералов. Особенно следует отметить выделения эвдиалита на западном склоне южного отрога Кукисвумчорра, присутствующие в темных луявритах, залегающих здесь выше уртитов.

В районе северной части Кукисвумчорра (по Бонштедт, 1933), в зависимости от того, какой разрез берется, северный или южный, последовательность нефелиново-сиенитовых пород не вполне одинакова:

Северный разрез	Южный разрез
а) Хибинит (1)	а) Хибинит (1)
б) Среднезернистый эгириновый сиенит (5)	б) Ийолит-уртитовые породы (2)
в) Слюдяные нефелиновые сиениты (рисчорриты) (7)	в) Апатитовая дуга (3)
г) Роговообманковые нефелиновые сиениты (фойаиты) (9)	г) Луявриты, связанные переходами с ийолит-уртитами (4)
	д) Слюдяные нефелиновые сиениты (рисчорриты) (7)
	е) Между рисчорритами проходит полоса эгириновых разностей (5), занимающих также и центральную часть Кукисвумчорра
	ж) Измененные рисчорриты

Характерные особенности нефелиновых сиенитов и отчасти закономерности в их распространении следующие: луявриты развиты главным образом на южном отроге Кукисвумчорра. Они представлены двумя разностями — меланократовой и лейкократовой. Меланократовые разности луяврита отличаются резко выраженным гнейсовидным сложением, таблитчатыми кристаллами полевого шпата, располагающимися в темноокрашенной эгириновой массе. Лейкократовые разности нередко обогащаются эвдиалитом. К этим именно породам и приурочены наибольшие скопления эвдиалита, светложелтые титаниты и радиально-лучистые скопления лампрофиллитов.

Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты близки в отношении своего минералогического состава к хибинитам, но отличаются: 1) мелкозернистой структурой, 2) отсутствием идиоморфизма у нефелина. Характерной чертой их является почти полное отсутствие как связанных с ними пегматитов, так и скоплений тех или иных минералов, т. е. их магма была бедна минерализаторами.

В центральной части Хибинского массива широко развиты лепидомелановые, лепидомеланово-эгириновые и роговообманковые нефелиновые сиениты. Для этих нефелиновых сиенитов характерной чертой является то, что полевой шпат в них прорастает идиоморфными кристаллами нефелина (что хорошо видно и простым глазом); они отличаются крайне непостоянным минералогическим составом, и лепидомелан заменяется пироксеном и титанитом, арфведсонитом, астрофиллитом и др. Образование этих нефелиновых сиенитов происходило в присутствии больших количеств минерализаторов, с чем связано местами присутствие в породах минералов, содержащих титан, цирконий, кальций, фтор. Как показал еще в 1923 г. А. Е. Ферс-

ман, к каждой из перечисленных зон приурочены вполне определенные минеральные образования.

Для хибинитов характерно присутствие шлировых выделений, обогащенных эвдиалитом, эгирином, реже энигматитом, отчасти лампрофиллитом.

Для уртитовой зоны характерно, кроме нефелиново-апатитовых пород, присутствие выделений темнобурого титанита. Луявриты особенно обогащены лампрофиллитово-эвдиалито-эгириновыми выделениями и пегматитами со светложелтым титанитом.

Эгириновые мелкозернистые нефелиновые сиениты очень бедны пегматитами; в них по большей части присутствуют полевошпато-эгирин-нефелиновые жилы с зеленым игольчатым эгирином второй генерации, частью также содержатся и чистые полевошпатовые выделения.

Рисчорриты (слюдяные нефелиновые сиениты) богаты разнообразными пегматитами, главным образом тремя их типами:

1) полевошпатовыми с цирконом, ильменитом и натролитом;
2) полевошпатовыми с выделениями лепидомелана;
3) ринколлитовыми и ловчорритовыми.

Также богаты пегматитами фойаиты, среди которых различается ряд типов:

1) полевошпато-нефелино-роговообманковый;
2) эвколито-титанитовый;
3) апатито-титанито-роговообманковый;
4) астрофиллито-полевошпатовый;
5) альбитовый;
6) ильменито-цирконо-полевошпатовый;
7) энигматито-эвколито-титанитовый;
8) эгирино-полевошпатовый с рамзаитом.

Следует отметить то, что на Кукисвумчорре на границе между слюдяными нефелиновыми сиенитами и фойаитами располагается зона сульфидного обогащения. Для нее наиболее характерным минералом является пирротин. Вместе с пирротином на Лопарском перевале встречена также мелкая вкрапленность молибденита; встречается также пирит, медный колчедан, ильменит и др.

В отношении состава отдельных разновидностей нефелиновых сиенитов следует указать на довольно постоянный состав рисчорритов. Состав их (в %) следующий:

Нефелина 20—25
Полевого шпата 60—65 Лепидомелана 5—10

В отличие от краевых частей центральные части Хибинского массива отличаются снова крупнозернистой структурой. Характерной особенностью является одновременная замена лепидомелана и пироксена роговыми обманками (арфведсонитом) при ясно выраженном гнейсовидном сложении пород.

В общем внутренние участки центральной части Хибинского массива отличаются от хибинитового пояса:

1) кристаллизационной слоистостью,
2) преобладанием арфведсонита,
3) присутствием золотистого титанита.

Эти породы можно отнести к лейкократовым крупнозернистым гнейсовидным нефелиновым сиенитам (белым фойаитам).

Состав их (в %) следующий:

(Среднее для 17 образцов)

Нефелин	25
Полевой шпат	63
Мафические минералы	12

Характерно присутствие среди этих пород канкринитовых сиенитов, содержащих до 15% канкринита, также шлировидных выделений сахаровидных белых альбититов с арфведсонитом, красным эвколитом, золотистым титанитом, реже рамзаитом, лопаритом, сульфидами свинца и цинка.

Видную роль в сложении части Хибинского массива играют также породы ийолитово-уртитового ряда. Особенно большое значение они имеют по той причине, что к ним приурочены крупнейшие в мире месторождения апатита и особенно большие скопления нефелина в уртитах, содержащих благодаря этому до 30% окиси алюминия.

Для ийолитово-уртитовой группы пород характерно сочетание различных количеств нефелина и эгирина, как главных составных частей. В результате получается непрерывный ряд пород, начиная от особенно богатых эгирином якуширангитов, содержащих всего 5—10% нефелина, через ийолиты с 45—75% нефелина и до зеленовато-серых уртитов с 75—90% нефелина.

Эгирин обычно присутствует в виде игольчатых кристалликов; нефелин иногда, именно в ийолитовых порфирах, образует довольно крупные вкрапленники.

Иногда встречаются также полевошпатовые разности этих пород, как, например, полевошпатовые ийолиты или мальиниты, связанные, с одной стороны, с монцонитами, с другой — с нефелиновыми сиенитами, и полевошпатовые уртиты с 8—10% полевого шпата.

Эти ийолит-уртитовые щелочно-основные породы образуют в нефелиновых сиенитах мощную интрузию неравномерно зернистого сложения.

Ийолит-уртитовые породы образуют в районе Юкспорра полосу с юго-юго-восточным простиранием, мощностью до 250—400 *м* и достигающую 1—1,5 *км* около южного отрога Кукисвумчорра, начиная от длинного озера перевала Куенохе.

Отдельными звеньями этой интрузии являются мощные интрузии ийолитов Куэльпора и Порисамчорра. Названия этих пород носят условный характер; это видно из постепенных переходов между ними в связи с содержанием в них нефелина.

Уртит	Ийолит	Мальтгеймит
больше 75%	75—45%	меньше 45%

Структура этих пород часто такситовая, поэтому нередко наблюдается непостоянство их минералогического состава. Характерна для них гранит-порфировая структура с резко выраженным идиоморфизмом нефелина, реже плотная и гнейсовидная структура.

Содержание различных минералов (в %) выражено на табл. 18.

Согласно М. П. Фивегу (1933), в ийолитах обычно присутствуют полевые шпаты в количестве около 10%, а в шлирах до 20%. Иногда в ийолитах наблюдаются также участки, обладающие составом луявритов, связанные постепенными переходами с ийолитами.

Таблица 18

	Уртиты				Ийолиты			Обогащенные апатитом породы, мальтгеймиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Нефелин	83,6	85,5	80,5	81,7	68,9	63,9	48,6	13,3	31,3
Эгирин	10,4	9,0	8,6	6,8	20,8	28,1	35,0	1,5	2,2
Ильменит	2,1	3—2	1,4	4,8	2,4	0,8	12,0	0,5	2,2
Титанит	3,3	2,3	2,2	4,4	4,0	5,1	5,0	—	2,4
Апатит	0,6	—	0,7	2,7	0,5	1,4	—	84,9	61,8
Полевой шпат . . .	—	—	6,6	—	3,4	6,7	—	—	—

1. Расвумчорр. Среднее из 5 образцов. 2. Юкспорр. Среднее из 3 образцов. 3. Полевошпатовый уртит, Кукисвумчорр. 4. Там же. Парисвумчорр. Среднее из 4 образцов. 5 и 6. Полевошпатовый ийолит. Кукисвумчорр. Среднее из 3 образцов. 7. Юкспорр. 8. Порода, богатая апатитом. 9. Порода, сравнительно бедная апатитом.

Так, на глубине 261 *м* буровой скважиной в ийолитах пройден был луяврит следующего состава (в %):

Нефелин	18	Эгирин	10
Полевой шпат . .	32	Титанит	0,8
Апатит	3,6	Лепидомелан . . .	6,7

Ийолит-уртитовые породы почти не сопровождаются пегматитами; с ними чаще всего связаны меланократовые жилы, обогащенные эгирином и титанитом с небольшой примесью нефелина в виде крупных идиоморфных зерен, с полевым шпатом. Апатитово-нефелиновые породы, согласно данным Влодавца, впервые изучавшего их детально (1928, 1929), тянутся непрерывной полосой вдоль пояса, образованного ийолит-уртитовыми породами с отдельными раздувами и пережимами, согласно с общими условиями залегания горных пород, и образуют апатитовую дугу в связи с общим подковообразным строением Хибинского массива.

Апатитовые дугообразные полосы обладают западным и северо-западным простиранием и падают к центру массива на восток и северо-восток под углом 30°.

Особенно большое промышленное значение имеют участки этих дуг в районе Юкспорра и Кукисвумчорра, где они были разведаны Институтом по удобрениям.

В толще апатитовых дуг М. П. Фивег (1933) выделяет верхнюю контактовую зону и породы верхнего контакта, образовавшиеся путем внедрения фосфатовой магмы в ийолиты и нефелиновые сиениты; в контакте происходят резкие изменения последних: они сменяются меланократовыми плотными разностями с большим количеством мелкозернистых меланократовых жил, с лейстами полевого шпата до 1 *см*, и эгирина. В состав ряда этих даек входят также эвдиалит и энигматит; кроме того, встречаются плотные ийолит-порфиры и отдельные полосы луяврит. Контактовая зона одновременно обогащается апатитом (до 12,7—32,7%) в виде зерен от 0,2 до 5,5 *мм*.

В породах присутствуют небольшие количества TiO_2 (0,30%) и V_2O_5 (в сфене, в эгирине до 0,14—0,17%).

Сложение апатит-нефелиновых пород то пятнистое, то полосатое. Мощность полос пятнистых руд достигает 50 *м*, иногда 75 *м*; бурением они прослежены на значительные глубины; содержание в них апатита (P_2O_5) подвержено довольно значительным колебаниям.

Мнение Влодавца о закономерном распределении фтор- и хлорапатитов в апатитовой дуге не подтвердилось — фтор и хлор распределены в ней незакономерно. Что особенно интересно — это то, что одновременно с фтором и хлором присутствует SrO в количестве до 2,3% и редкие земли до 2,0%.

Структура апатит-нефелиновых пород крайне разнообразна. Состоят они часто из мелких кристаллов апатита, среди которых располагаются крупные зерна нефелина, до 2 *см* и более в поперечнике, представляющие собой останцы от растворения попавших в фосфоритовую магму обломков, и зерен и кристаллов эгирина. Иногда апатит в них играет подчиненную роль. Имеются участки пород, состоящие исключительно или главным образом из белого сахаровидного агрегата апатита, то мелко-, то крупнозернистого. Очертания зерен апатита крайне разнообразны: то идиоморфны, то ксеноморфны. Содержание P_2O_5 в пятнистых разностях пород составляет около 32—32,8%.

Фосфатовая магма проникла, согласно М. П. Фивегу, в подготовленную раздроблением ийолитовую породу, поэтому в ней и присутствует в значительном количестве ряд минералов из этих последних — нефелин, эгирин, ильменит и другие.

Кристаллизация магмы происходила быстро, одновременно застывали и ассимилированные продукты. Нефелин, эгирин, титанит и ильменит цементированы апатитом; последний нередко образует с ними пойкилитовые срастания.

Вопрос генезиса апатитовых руд Хибин до сих пор не вполне разрешен. Б. М. Куплетский в 1926 и 1928 гг. считал, что апатитовые руды Расвумчорра представляют собой магматические выделения и находятся в тесной генетической связи с уртит-ийолитовыми породами. По его мнению, эти выделения носят шлировый, иногда жилоподобный характер и являются своего рода местными накоплениями апатитового вещества в отдельных участках уртитовых пород.

Лабунцов (1927) стоял на точке зрения, что нефелин-апатитовые породы носят жильный характер и являются самостоятельными образованиями. Они образовались за счет остаточной магмы, обогащенной фосфором и способной ассимилировать те породы, с которыми она приходила в непосредственное соприкосновение.

Влодавец отметил нахождение апатит-нефелиновых концентратов на границе пород ийолит-уртитового ряда и пятнистый характер самих выделений с потоками кристалликов апатита в них, как бы обтекающих зерна нефелина и других минералов; он обратил внимание на полосатое и пятнисто-полосатое строение и ряд других особенностей минералогического характера пород (нахождение апатита в уртите, на Турьем мысу в апатитовом сиените и т. д.). Исходя из всего, он пришел к выводу, что из уртитово-ийолитовой магмы «каким-то образом» обособилась апатитовая (М. П. Фивег называет ее фосфатовой) магма. Эта магма, выделившись из уртитовой магмы,

конечно должна была содержать также и составные части последней. Благодаря внезапному понижению давления эта магма должна была получить поступательное движение и, не оторвавшись полностью от материнской магмы, кристаллизовалась на границе между ийолит-уртитовыми породами и нефелиновыми сиенитами.

На первый взгляд пятнистая порода носит характер брекчии, на деле под микроскопом видно, что в ней присутствуют кристаллики нефелина, эгирина и титанита, причем нефелин частично ресорбирован. Отсюда делается вывод, что нефелин частью кристаллизовался в самой пятнистой породе, частью же был растворен наряду с другими минералами уртитовой породы.

В химическом отношении наблюдаются все переходы, начиная от нефелиновых сиенитов до якупирангитов, обладающих крайним минералогическим и химическим составом; нет сомнения, что все эти породы образовались путем диференциации одной и той же общей первичной магмы частью под влиянием окружающих пород, частью также и под влиянием летучих компонентов.

Ловозерский массив. Ловозерский массив образован также нефелиновыми сиенитами, но несколько иного типа, чем Хибинский. Ввиду своеобразия нефелиновых сиенитов Ловозерского массива Рамзай назвал их луявритами, характеризуя этим термином нефелиновые сиениты, играющие преобладающую роль на территории этого массива. Как видно из прилагаемой таблицы, эти нефелиновые сиениты гнейсовидны и более богаты мафическими минералами, чем хибиниты (табл. 19).

Таблица 19

Минералы	Хибинит	Луяврит
Нефелин	36%	22—27%
Полевые шпаты	45—50%	45—50%
Эгирин	14—16%	23—30%
Второстепенные минералы	0—3%	0—30%

Состав одного из луявритов, по данным Щербины (1933), следующий.

	%
Полевой шпат	56,7
Нефелин	14,6
Эгирин	24,5
Арфведсонит	2,5
Рудные минералы	0,9

Главные типы луявритов, отличающиеся довольно значительным разнообразием, согласно Б. М. Куплетскому (1933), следующие.

1. Нормальные луявриты: крупнозернистые породы с таблитчатыми кристаллами полевых шпатов до 1—2 *см* ширины, 0,5—3 *мм* толщины, игольчатыми кристаллами эгирина и округлыми зернами нефелина. Последнее резко отличает их от хибинитов, для которых характерен резко выраженный идиоморфизм нефелина.

2. Фойаиты и лейкократовые разности луявритов.

3. Эвдиалитовые луявриты более тонкозернистые, чем нормальные луявриты, содержащие до 14—20% эвдиалита, частью в виде крупных зерен.

4. Лампрофиллитовые и мурманитовые луявриты, обычно темнозеленые, плотные до мелкозернистых пород, с преобладанием в них эгирина. Присутствуют скопления и отдельные пластинки лампрофиллита и мурманита.

Характерно отмеченное Щербиной распределение отдельных типов луявритов по высоте над уровнем моря. Оказывается, что последние два типа занимают верхние части массивов Ловозерских тундр, где они переслаиваются с нормальным луявритом, и вместе с ними полого падают на северо-восток.

Характерной особенностью Ловозерского массива является широкое развитие на его территории содалитовых сиенитов и тавитов. К тавитам относятся породы, состоящие почти исключительно из содалита и эгирина, т. е. они являются как бы аналогами уртитов, в которых нефелин замещен содалитом. Тавиты обычно образуют жилы, пересекающие луявриты.

Жильный характер в районе Ловозерского массива носят также ийолиты, уртиты и авгитовые порфириты, особенно широко распространенные в северо-восточной части массива.

Щербина (1933) отмечает характерное распределение элементов в самом массиве в зависимости от высоты.

Так, хлор (содалит) встречается на более низких высотах, чем цирконий (эвдиалит). Последовательность залегания пород различного состава указана Щербиной в следующем виде:

До 200 *м*. Нормальные луявриты.

200—400 *м*. Жильные тингуаиты, уртиты и связанные с процессами застывания последних небольшие жилы пегматитов (микроклин, эгирин, большие количества нефелина и натролита). Зона эта вообще характеризуется чрезвычайно малым количеством видов минералов.

На высоте 350—400 *м* встречены также мончикиты, чаще тингуаиты.

Выше 350—400 *м*. Часты небольшие пегматитовые жилы со значительным содержанием различных видов минералов. Здесь же развиты содалитовые породы, в верхней своей части с интенсивно развитыми процессами образования многочисленных жил, с разнообразными минералами — рамзаитом, лампрофиллитом, мурманитом, цеолитом; увеличивается содержание эвдиалита.

Все эти породы приурочены к преобладающим луявритам.

Согласно Щербине, ловозерские нефелиновые сиениты отличаются от хибинских значительно большей кислотностью. Резко преобладает окись железа над закисью железа. В связи с таким составом магм в луявритах, тингуаитах и мончикитах видную роль играет эгирин и ийолиты значительно преобладают над уртитами.

В отношении минерализаторов характерно резкое преобладание окиси циркония над двуокисью титана, появление значительного количества хлора и серы (тавиты). С другой стороны, отмечается сравнительная бедность такими характерными для Хибин минерализаторами, как P_2O_5, CO_2, H_2O.

Характерно далее меньшее содержание в магмах Ловозерских тундр одноокисей — CaO, MgO, FeO. В результате титанит и иль-

менит замещены здесь щелочным титаносиликатом — рамзаитом, а вместо магнетита окись железа почти вся связана в эгирине.

Для сравнения дается следующая таблица (табл. 20).

Таблица 20

Распределение минералов и окислов в Хибинском и Ловозерском массивах

Хибины	Ловозерские тундры
Титанит и ильменит	Рамзаит
Магнетит	Эгирин
Эвколит	Эвдиалит
Лепидомелан (часто)	Лепидомелан только в мончиките
Амфибол (много)	Амфибол (мало)
Уртиты	Мончикиты
Нефелин (много)	Нефелин (мало)
Глинозем (много, более 30%)	Глинозем (мало, 30%)
Щелочи (много, 20—21%)	Щелочи (мало, 5%)
CaO, FeO, MgO (мало)	CaO, FeO, MgO (много)

Последовательность застывания трех, наиболее характерных пород Ловозерского массива следующая: луяврит — тавит — мончикит.

Таблица 21

Сравнительный химический состав луяврита, тавита и мончикита

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	53,68	1,35	18,42	5,91	2,57	0,75	0,88	2,05	9,46	4,92
2	44,58	1,51	21,74	6,80	1,20	0,13	0,31	0,81	16,28	1,34
3	39,69	2,52	11,73	4,85	5,77	0,23	10,56	11,46	6,56	2,08

1. Луяврит. 2. Тавит. 3. Мончикит.

Нормальный луяврит обладает химическими особенностями, которые ярко иллюстрируют геохимический характер всего Ловозерского массива.

Особенности эти следующие (рис. 15):

1) относительная кислотность (содержание SiO_2) больше, и нефелина поэтому меньше, чем в хибините;

2) окиси железа больше, следовательно, и эгирина больше, чем в хибините;

3) окись натрия преобладает над окисью калия, поэтому плагиоклаза больше, чем в хибините, хотя микроклин-пертит присутствует в значительном количестве.

Связь различных типов луяврита с нормальным луявритом видна из следующей схемы, составленной Щербиной (1933).



Лампрофиллитовые и эвдиалитовые луявриты представляют собой продукты более поздней кристаллизации (судя по геологическим и минералогическим данным), чем нормальные луявриты. Они залегают ближе к центру массива, представляя собой продукты более поздней дифференциации, вопреки мнению, высказанному раньше Рамзаем. Луявриты содержат в виде летучих составных частей большое количество тех компонентов, которые приводят к образованию более низкотемпературных эвтектик.

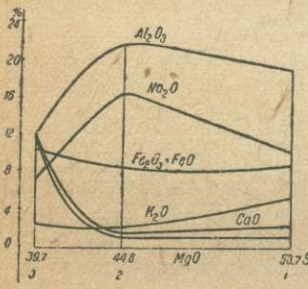


Рис. 15. Диаграмма изменения содержания окислов в луяврите, тавите и мончиките Ловозерского массива.

Своеобразный характер носит смена состава и структур луявритов по мере обогащения их эвдиалитом. При увеличении содержания эвдиалита этот минерал сначала виден в виде отдельных зерен среди таблитчатых кристаллов полевого шпата, и структура становится мелкозернистой; часто в эвдиалитовых разностях луявритов появляются листочки и пластинки лампрофиллита с переходом в лампрофиллитовые разности. Когда содержание нефелина и полевых шпатов сильно уменьшается, получается эвдиалитовый луяврит — порода темная, черно-красная, иногда с игольчатыми кристаллами эгирина, часто с небольшим количеством мурманита. Эти породы обычно образуют шлировые выделения, состав которых следующий (примерно).

	%
Эвдиалит	52,0
Нефелин	12,2
Полевой шпат	9,6
Эгирин	20,6
Арфведсонит	3,6
Шпрейштейн (агрегат нефелина и выветрившегося эвдиалита) . . .	2,0

Эвдиалитовый луяврит через порфировидный луяврит, в состав которого входят крупные вкрапленники эвдиалита, в общей темно-зеленой, эгириновой, мелкозернистой массе связывается постепенными переходами с эгириновой разностью луяврита. Последняя окрашена в темный травяно-зеленый цвет, состоит почти исключительно из игольчатых кристаллов эгирина и носит мономинеральный характер.

Эта порода связана переходами с эвдиалитовым луяврито путем обогащения ее эвдиалитом, с нормальным луявритом — путем обогащения полевыми шпатами и нефелином. Отсюда вытекают пути дифференциации луявритовой магмы, характерной для Ловозерского массива.

1) Обогащение луявритовой магмы окисью железа при уменьшении в ней содержания глинозема (эгириновые разности);

2) чаще обогащение окисью циркония (эвдиалитовые разности);

3) обогащение двуокисью титана и окисью стронция — лампрофиллитовые разности.

Пегматитовые жилы Ловозерского массива Щербина разделяет на несколько типов.

1) эгирин-полевошпатовые пегматитовые жилы;

2) эгирин-полевошпатовые пегматиты с рамзаитом и эвдиалитом, наиболее распространенные;

3) лампрофиллитовые мурманитовые пегматиты редко.

Жильные породы. Работами Б. М. Куплетского (1928), Лупановой (1930) и другими установлено присутствие разнообразных типов жильных пород щелочного или субщелочного типа, генетически тесно связанных в пределах Хибинского массива с нефелиновыми сиенитами. К числу их относятся следующие:

1) тингуаиты и щелочные трахиты;

2) щелочные базальты и нефелиниты;

3) тералиты и шонкиниты;

4) мончикиты, пикритовые порфириты, рудный пироксенит.

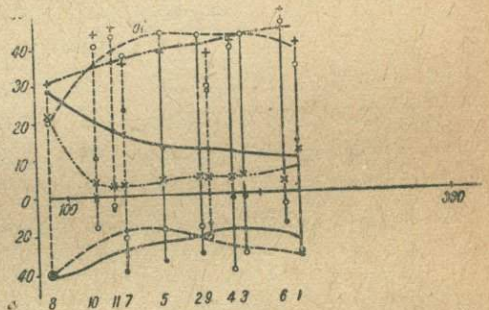


Рис. 16. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Хибинского и Ловозерского массивов. № 1—11.

Согласно Лупановой, в районе Поачвумчорра и Тахтарвумчорра имеются следующие жильные породы с такой последовательностью образования:

1) микрошонкиниты и жильные нефелиновые сиениты;

2) тингуаиты, щелочные трахиты, щелочные базальты;

3) тералиты, шонкиниты, оливиновые якупирангиты.

Сопоставление данных перечисления химических анализов, с одной стороны, Хибинского массива, с другой, — Ловозерского показывает, что между этими группами пород имеется значительная разница в том отношении, что первые в общем отличаются большей основностью и большей щелочностью, отчасти и более постепенными переходами от одних пород к другим ясно выраженными генетическими линиями; исключением является луяврит *9* (рис. 15 и 16). В то же время в породах второго массива наблюдаются значительные колебания их состава. Точки луяврита располагаются частью на генетических линиях, характерных для пород Хибин, хотя и с некоторыми отличиями: в луяврите мало число для *al* и слишком велико для *fm*; в слюдяном нефелиновом сиените несколько велико число *fm*, и только ийолит хорошо заканчивает генетические линии хибинских пород; зато уртит и тавит резко отличаются огромной щелочностью

Таблица 22

Примерные химические анализы нефелино-сиенитовых пород Хибинского и Ловозерского массивов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O
	1. Хибинский массив									
1	63,71	0,86	16,59	2,92	0,66	0,90	0,66	3,11	8,26	6,01
2	52,25	0,60	22,24	2,42	1,98	0,96	0,53	1,54	9,78	2,79
3	56,20	1,16	21,46	2,55	1,29	0,03	0,10	1,48	8,96	6,01
4	55,41	1,24	20,26	2,32	3,62	0,07	0,34	1,31	7,55	7,52
5	51,08	0,21	25,46	2,87	0,86	0,99	0,11	1,43	11,10	3,94
6	58,96	0,20	21,27	0,24	0,43	0,07	0,08	0,90	13,15	1,14
	2. Ловозерский массив									
7	49,07	Следы	24,14	4,99	0,90	2,14	—	1,39	10,86	4,46
8	43,35	2,06	17,35	2,17	7,76	4,20	0,30	10,03	9,38	9,38
9	53,50	0,86	16,44	8,73	1,48	1,05	0,47	1,50	9,98	4,58
10	45,46	—	26,73	4,31	0,90	Следы	0,12	2,09	15,07	4,23
11	44,58	1,55	21,74	6,8	1,20	0,31	0,13	0,81	16,28	1,34

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	$R_2O : RO$	α
	Хибинский массив			
1	1,22	5,90	5,6 : 1	2,80
2	1,33	3,91	2,5 : 1	1,80
3	1,08	4,19	5,6 : 1	2,04
4	1,32	4,38	2,52	2,03
5	1,05	3,18	3,94 : 1	1,57
6	1,25	4,68	—	2,21
	Ловозерский массив			
7	1,26	3,01	2,77 : 1,1	1,41
8	2,94	3,85	2,80	1,38
9	1,33	4,21	1,95	1,93
10	1,13	2,52	6,60 : 1	1,21
11	1,23	3,00	6,80	1,73

Продолжение табл. 22

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
	Хибинский массив							
1	33,6	14,1	11,3	41,0	221	0,32	0,33	0,80
2	42,5	15,8	5,2	36,5	170	0,16	0,31	0,33
3	42,3	10,2	5,4	42,1	192	0,31	0,02	0,54
4	39,6	15,8	4,5	40,1	186	0,40	0,03	0,29
5	44,0	13,0	4,4	38,6	150	0,18	0,34	0,34
6	45,2	2,6	3,6	48,6	214	0,06	0,17	1,39
	Ловозерский массив							
7	37,8	22,8	4,0	36,0	130	0,21	0,38	0,19
8	20,3	28,1	21,4	30,2	89	0,40	0,40	0,76
9	29,0	28,0	5,0	38,0	173	0,23	0,17	0,18
10	40,0	10,2	5,8	44,0	115	0,16	—	0,57
11	34,7	17,9	2,3	45,1	124	0,05	0,07	0,13

1. Умтекит, берег Умбозера. 2. Хибинит, вершина Рабо, Хибины. 3. Эгириновый нефелиновый сиенит. Кукисвумчорр. 4. Арфведсонитовый порфир. Ущелье Гакмана. 5. Фойаит крупнозернистый, Кукисвумчорр. 6. Канкринитовый сиенит. Верховья р. Тульи. 7. Слюдяной нефелиновый сиенит. Ущелье Гакмана. 8. Ийолит. Тахтарвум. 9. Луяврит, богатый эгирином Луяврурт. 10. Уртит, Луяврурт. 11. Тавит Луяврурт.

и соответственно большим числом *alk* — все это указывает на то, что диференциация ловозерских магм происходила при несколько иных условиях, чем хибинских.

Геохимия Хибинских и Ловозерских тундр. В геохимическом отношении район поразительно интересен и по разнообразию элементов и минералов, которые присутствуют здесь, и по тому чрезвычайно характерному и своеобразному распределению элементов, которые здесь наблюдаются.

Главные минералы в группах пород:

I. Минералы нефелиновых сиенитов.

1) Нефелин (20—95% всей породы) — часто шестигранными кристаллами с базисом. Состав его характерный—$(Na, K)_2 \cdot O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

2) Полевые шпаты очень разнообразны; преобладает калиевый (микроклин-пертит), в дайках присоединяется альбит.

3) Эгирин составляет до 90% всех игольчатых и длиннопризматических черных кристаллов нефелиновых сиенитов данного района ($Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$, 34% Fe_2O_3, 51% SiO_2, 14% Na_2O). Реже встречаются щелочные роговые обманки и биотит (лепидомелан). Характерно то, что из эгириновых разностей преобладают те, которые содержат значительные количества CaC.

4) Эвдиалит с 14% окиси циркония, красный, переходящий в бурый, частью вишневый или малиновый.

II. Минералы апатитовых пород.

1) Апатит $3CaO \cdot P_2O_5 \cdot Ca\,(F, Cl)_2$, 41% P_2O_5, около 3% F, кальция до 56%, до 1% щелочей, 2% окиси стронция, до 3% редких земель, в среднем для рудного тела около 0,7—1,0%.

2) Титаномагнетит черными зернами или линзами и жилами до 1 *м* мощностью.

3) Титанит $CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$ содержит до 40% TiO_2.

III. Минералы жильных выделений.

1) Лампрофиллит — титаносиликат Ca, Na, Sr и Ba, блестящие золотистые пластинки, напоминающие слюду. Часто с эвдиалитом, волокнистым эгирином (эгирин II), черным, как смола, тяжелым титаносиликатом — энигматитом.

2) Астрофиллит — титаносиликат закиси Fe и Mn, золотистый минерал с полуметаллическим блеском. Иногда крупными листами с красноватым отливом. Лампрофиллит приурочен к наружным поясам хибинита, а астрофиллит связан с внутренней дугой, особенно в районе перевалов к низовьям р. Тульи.

3) Ринколит и ловчоррит — титаносиликаты редких земель, Na и Ca. Яркожелтые блестящие призмы и иглы (ринколит) или буровато-желтые массы, напоминающие столярный клей (ловчоррит), встречаются редко, главным образом в Рисчорре, в ущелье Гакмана также и на Ловчорре.

4) Рамзаит — титаносиликат кальция и натрия: $Na_2O \cdot 2SiO_2 \cdot 2TiO_2$; прекрасные буровато-красные кристаллы до 2 *см* в поперечнике. Развит главным образом в Ловозерских тундрах, реже в контактной зоне Хибин.

5) Лопарит — титанат редких земель, кальция и щелочей; черные кубические кристаллы. Лучшее месторождение — контактная зона Маннепахка около ст. Имандра.

6) Юкспорит — фторо-титаносиликат кальция и щелочей; волокнистый розовый минерал главным образом на Юкспоре.

7) Циркон в небольших количествах, главным образом в альбитовых жилах Средней дуги вместе с черным ильменитом и фиолетовым плавиком.

8) Натролит развит белыми квадратными призмами, прозрачными, иногда крупными массами, как продукт изменения нефелиновых пород.

Образование всех этих пород связано с кристаллизационной дифференциацией в очень сложных физико-химических условиях (Воробьева, 1932).

Температурные условия, по А. Е. Ферсману, в общем таковы: застывание нефелиново-сиенитовых пород происходило при температурах 800—600°, образование пегматитов начиналось при 700° и продолжалось по мере охлаждения до 100°. Большинство редких земель выкристаллизовывалось при 650—550°, нефелиново-апатитовая порода затвердевала при 500°, натролит образовался при температуре 200—100°.

Характерно то, как указал А. Е. Ферсман, что порядок кристаллизации происходил здесь часто в обратном направлении, сравнительно с общепринятым, — сначала выделялись светлые минералы, как апатит, нефелин, затем магнезиально-железистые — это так называемый агпаитовый характер кристаллизации.

Характерные сочетания минералов

Контакты (граница нефелинового сиенита)	Лопарит, эвдиалит, эгирин I, микроклин
Часночоррский тип сочетаний минералов	Эвдиалит, нефелин, полевой шпат, эгирин II, энигматит
Апатитовая дуга	Апатит, нефелин, титанит, титаномагнетит
Перевал Лопарский	Астрофиллит, роговая обманка, полевые шпаты, эвколит
Ущелье Гакмана	Юкспорит, титанит, эгирин II и III, натролит

В общем типов насчитывается свыше 30.

В районе Эвесоогчорра геохимическая связь минералов с определенными породами следующая.

Эгириновый нефелиновый сиенит	Эгирин, бурый титанит, ильменит, в незначительных количествах биотит, астрофиллит, роговая обманка
Эгирин-биотитовые нефелиновые сиениты	Биотит (лепидомелан), эгирин, пектолит, астрофиллит
Биотитовые нефелиновые сиениты	Биотит (лепидомелан), в незначительном количестве роговая обманка, астрофиллит, эгирин
Астрофиллитовые нефелиновые сиениты	Астрофиллит и эгирин

В порядке понижения значения элементов А. Е. Ферсман располагает их следующим образом.

I. Характерные, наиболее распространенные, накопленные в особенно больших количествах: Na, Al, Ti, P, Zr.

II. Типичные элементы: O. F, Si, Cl, K, Fe, редкие земли, Sr, S.

III. Элементы среднего значения: Mg, Ca, Mn, H, C, Ba, V.

IV. Элементы малого значения: Mo, Pb, Zn, Cu, Th, Ga.

V. Элементы редкие (в следах) Yt, Na, Li (?), Ag, Bi, Ni, Au (?) Be, Al. Характерно то, что главные промышленные минералы содержат P (аппатит), Na, K, Al (нефелин) и руды Ti и Zr. Наиболее характерные сочетания элементов $SiO_2 + TiO_2 + ZrO_2$, редкие земли, иногда F.

В порядке значения все элементы расположены А. Е. Ферсманом так:

I. O, F, Na, Mg, Al, Si, P, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zr, группа Ce.

II. H, C, S, Cu, Mo, Pb, Zn, Sr, Ba.

III. V, J, Nb, Hf, Ta, Th, Li, слабые следы Au.

Характерна резко выраженная приуроченность определенных пегматитов к определенным типам нефелиновых сиенитов.

Слюдяные нефелиновые сиениты	Минеральные жилы с флюоритом, цирконом, ильменитом и натролитом
Уртиты	Апатитово-нефелиновые отщепления
Контакт слюдяных нефелиновых сиенитов с фойаитами	Выделения пирротина центральных частей Хибинского массива
Фойаиты	Многочисленные альбитовые жилы с роговыми обманками, астрофиллитом, эвколитом и др.

Таблица 23

Геохимическая диаграмма Хибинских и Ловозерских тундр [1]

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H	—	—	—	—	—	—	He	—	—	—	—	—	—	—	—
Li	Be	—	C	—	O	F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	—	K	Ca	—	Ti	V	Cr	Mn	Fe, Ni
Cu	Zn	Ca	—	As	—	—	—	—	Sr	Yt	Zr	Nb	Mo	—	?
Ag ?	—	—	—	—	(Sb) ?	—	—	—	Ba	TR	Hf	Ta	W ?	?	?
Au ?	—	—	Pb	Be	PO	—	Em	—	Ra	Ac	Th	Pa	U	—	—

Согласно Б. М. Куплетскому (1932), к нефелиново-сиенитовым массивам Хибинских и Ловозерских тундр трудно приложить в целом гипотезу Дэли, основанную на десилификации (обеднении кремнекислотой) магмы в контакте с известняками путем сплавления ее с известняками.

Известняки на Кольском полуострове в районе нефелиново-сиенитовых массивов отсутствуют, за исключением верховьев р. Варзуги, и даже Шенд отказывается для Хибин от этой гипотезы.

Происхождение щелочных пород здесь может быть объяснено согласно гипотезам либо Н. Л. Боуена, либо Смита. Первый считает, что породы образовались путем кристаллизационной диференциации, и переход от нормальной магмы к щелочной нефелиново-сиенитовой должен был проходить через щелочную гранитную магму. Смит, исходя из присутствия в них редких элементов и минерализаторов, придает летучим компонентам особенно большое значение при образовании щелочных пород из пород нормальных. По Б. М. Куплетскому, при образовании Хибинского массива крупную роль играли минерализаторы, в первую очередь вода и фтор. Это сказывается в присутствии пегматитоидных хибинитов краевых частей массива, наличии многочисленных пегматитов и т. д.

Полезные ископаемые, связанные с нефелиновыми щелочными породами Кольского полуострова. С щелочными породами Кольского полуострова и прежде всего с нефелиновыми сиенитами генетически связан ряд видов полезных ископаемых, которые рассматриваются здесь более детально, чем в случае других районов в связи с их изученностью, оригинальностью, значением и новизной (рис. 17).

Апатит встречается в огромных количествах в «апатитовых» дугах, проходящих в ийолитово-уртитовых породах; присутствуют апатито-

[1] Ферсман, Хибинские редкие элементы. 1933.

вые руды, состоящие главным образом из апатита, привнесенного в нефелиново-сиенитовые породы, и апатита, образованного из внедрявшейся в эти породы фосфатовой магмы.

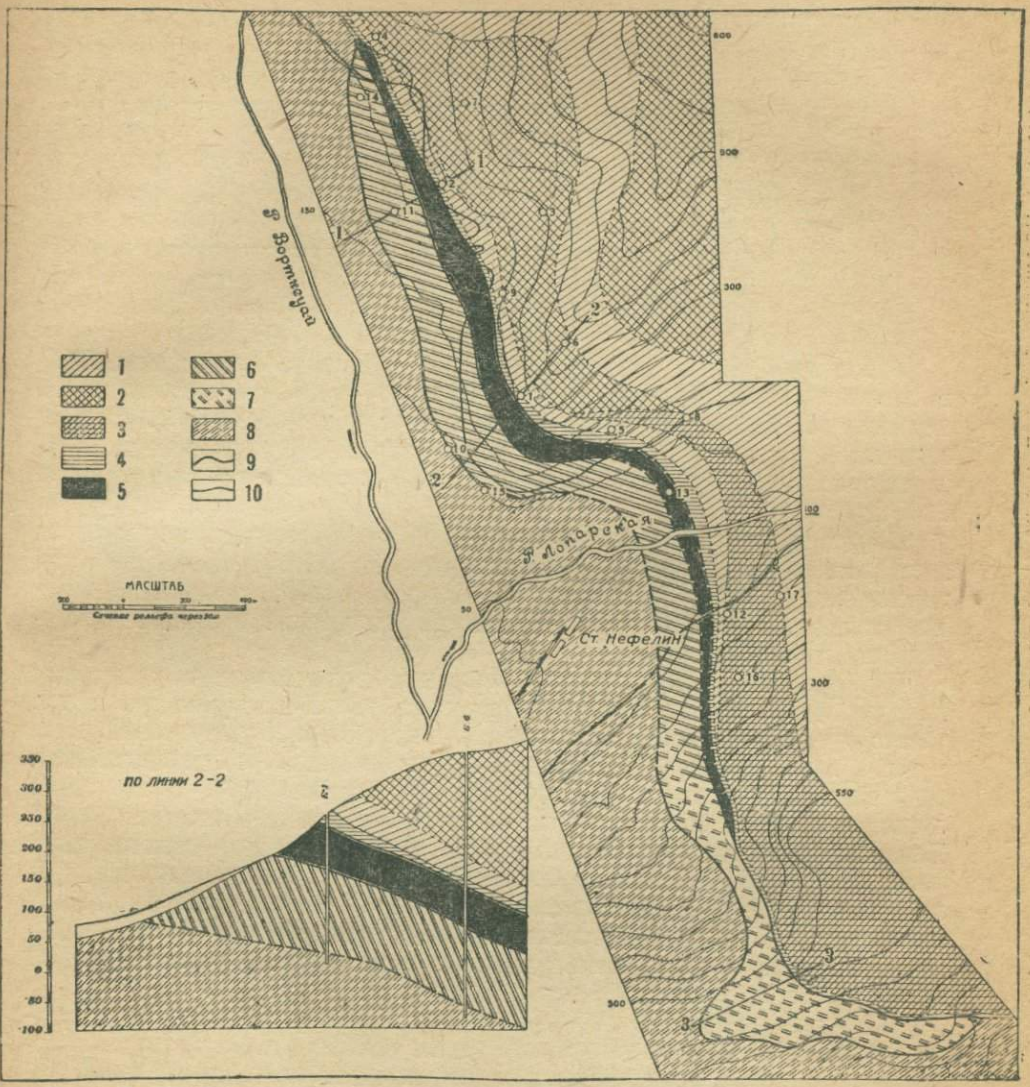


Рис. 17. Петрографическая карта Кукисвумчорр-Юкспорского месторождения апатита, кукисвумчоррская линза апатитово-нефелиновой породы (по М. П. Фивегу, 1932).

1—пироксеново-нефелиновые сиениты; *2*—слюдяно-пироксеновые нефелиновые сиениты; *3*—астрофиллитово-пироксеновые нефелиновые сиениты; *4*—контактная зона; *5*—пятнистая зона апатитово-нефелиновых пород; *6*—сетчатая зона нефелиново-апатитовых пород; *7*—нефелиново-апатитовые породы Юкспора; *8*—ийолит-уртитовые породы; *9*—линия верхнего и нижнего контакта рудного тела; *10*—граница распространения морен.

Апатитовая дуга прослеживается на расстоянии до 11,5 *км*, мощность ее до 200 *м*, при падении на северо-восток примерно под углом 20—30°. По падению протяжение апатитовой дуги не менее 400 *м*, за-

пасы определяются (Минеральносырьевая база СССР, 1934) в размере (в млн. *т*):

Таблица 23а

	Пятнистые руды	Полосчатые руды	Всего
Кукисвумчорр	120	300	420
Юкспорр			
Апатитовый цирк . . .	—	50	50
Плато Росвумчорр . .	20	40	60
Всего . . .	140	390	530

Вероятный запас свыше 1 млрд. *т*. Среднее содержание P_2O_5 в пятнистой разности Кукисвумчорра 30—32%, по категории A_2 23,6 млн. *т* и по категории В 68 млн. *т* при 29,8% P_2O_5. Запасы пятнистой руды по Юкспорру по категории A_2 28,7 млн. *т* с содержанием 22% P_2O_5 и по категории В 68 млн. *т* с содержанием 22% P_2O_5.

Можно получать суперфосфаты как из апатитов, так и из смеси их с советскими фосфоритами разных месторождений. Апатитовые руды хорошо поддаются обогащению. К месторождению подведены подъездные железнодорожные пути. Возможно получение двойного суперфосфата, термофосфата.

Нефелин присутствует в огромных количествах в уртитовых породах (до 80%), главным образом в районе Кукисвумчорра и др., также входит, как главная составная часть, в апатитово-нефелиновые рудные тела. Минерал содержит 44% кремнезема, 34% глинозема и 22% щелочей (окиси натрия и калия, K_2O около 6%). Необычайно легко разлагается кислотами на холоду, даже слабыми их растворами. Благодаря малому удельному весу при достаточной твердости нефелин легко отделяется при обогащении от апатита и темноцветных минералов. Главные области применения нефелина—стеклоделие, керамика, калийное удобрение, химическая промышленность (силикогель, глинозем, сульфаты глинозема, квасцы, сода, поташ, металлический алюминий, производство ультрамарина и др.).

Фтор присутствует в самом апатите, но из него выделяется с большим трудом. Имеются также отдельные скопления фиолетового плавикового шпата в нефелиновых сиенитах, но пока найдены лишь небольшие его выделения, мощностью до 1 *м* и длиной до 2,2 *м*. Эти скопления окружены кальцитовой оболочкой (Поачвумчорр).

Стронций содержится в апатите.

Редкие земли присутствуют в апатите (бурые апатиты Поачвумчорра), запасы огромны, но вопрос использования их пока не разрешен.

В нефелиновых сиенитах независимо от апатитово-нефелиновых руд имеются также огромные скопления разнообразных редких элементов, и в этом отношении Хибинский и Ловозерский массивы не имеют себе равных во всем мире. В Хибинском массиве месторождения приурочены главным образом к подковообразной дуге, примерно

совпадающей с апатитовой дугой (ловчорритовая дуга немного большего радиуса, чем первая).

Титановые руды представлены как ильменитом, так и титанитом, образующими самостоятельные скопления и горные породы, состоящие почти исключительно из титанита и эгирина. Вообще район нефелиновых сиенитов Кольского полуострова богат скоплениями минералов, содержащих TiO_2 (мурманит с 38% TiO_2, ильменит — 60%, энигматит — 6%, титанит — 40%, лампрофиллит — 21%, титаномагнетит — 18%).

Крупные скопления титанита имеются на Ловчорре в контакте хибинитов с луявритами; выходы их обладают мощностью до 2,5 *м*. Установлены огромные разведанные запасы титанитовых руд на Лопарском склоне Кукисвумчорра (500 000 *т*), в районе Юкспора до 2 000 000 *т* титанитовой руды при 250 000 *т* TiO_2. Всего по категории С по Кукисвумчорру, Юкспору и долине Лопарской — 11 500 000 *т*.

Титаномагнетиты Хибинского массива содержат также V_2O_5, как и эгирин. В эгирине, который в чистом виде не встречается, но содержание которого в апатитово-нефелиновых рудах доходит до 3—4%, присутствует 0,5% V_2O_5 с колебаниями от 0,2 до 0,9%, в титаномагнетитах около 1,5% V_2O_5. При малом количестве V_2O_5 в руде запасы его огромны (ванадиевая сталь для автомобилей, аэропланов, быстрорежущие стали).

Цирконий присутствует главным образом в эвдиалите и эвколите. Главная область применения — огнеупорные изделия и светотехника (друммондов свет), эмалевое и стекольное дело, набойки металлургических печей, удаление газовых включений из металлов, сплавы «куперит» из кобальта, никеля, 20—30% циркония; циркониевые белила, вулканизация каучука и др. Присутствует главным образом в эвдиалите. Содержание эвдиалита в луявритовых пегматитах до 10—12%, в эвдиалитовых луявритах до 20—40%, в среднезернистых эгириновых и нефелиновых сиенитах луяврурта и умптека до 40%, в шлировых выделениях содержание эвдиалита может быть и очень значительным, например, в пегматитах до 60%. Все известные пока эвдиалитовые месторождения находятся в малодоступных районах Хибинского и Ловозерского массивов. При большой потребности в цирконии можно будет, по мнению Башилова (1933), использовать также и бедные (20%) руды, запасы которых носят промышленный характер.

Молибденит присутствует в ряде мест Хибинского массива. Главное месторождение его — Тахтарвумчоррское, расположенное у оз. Малый Вудъявур в трахитоидном хибините. Молибденит сопровождается пирротином, сфалеритом и др. Месторождение может иметь промышленное значение.

Пирротиновые месторождения Хибин приурочены к двум полосам; южная контактная полоса находится на границе с другими породами в районе Пирротинового ущелья, вдоль южных склонов Ловчорра, в контакте со свитой Имандра-Варзуга. Обогащение происходило под влиянием внедрения сернистых газов в осадочную серию метаморфических сланцев (актинолитово-хлоритовых). Содержание серы в руде достигает (средняя проба из шурфов) 28%. Примешаны иногда пирит, медный колчедан. В рудах примерно 55% пирротина, 2% пирита и 0,5% халькопирита. Запасы огромные.

6. Щелочные породы Турьего мыса

Щелочные породы Турьего мыса интересны как породы очень своеобразные и неимеющие аналогов среди пород других стран; с другой стороны, они входят в состав щелочной петрографической провинции Кольского полуострова, но резко отличаются геологическими и минералого-петрографическими особенностями от пород других мест полуострова.

Район Турьего мыса образован гнейсами, неизвестного пока возраста, и песчаниками и кварцитами иотнийского возраста; как сказано было выше, эти песчаники относятся некоторыми по аналогии к девонским образованиям.

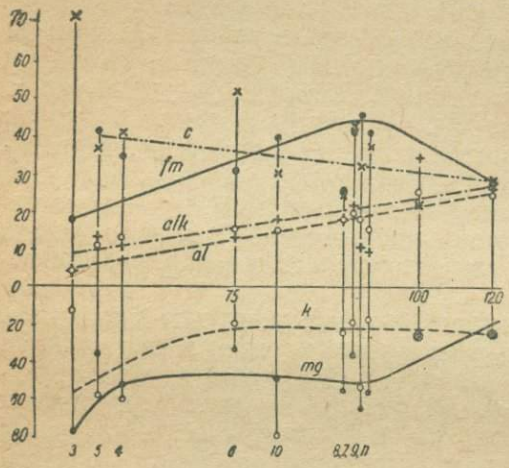


Рис. 18. Вариационная диаграмма жильных пород Турьего мыса № 1—11.

Здесь же имеют широкое развитие микроклиновые граниты, которые отличаются вкраплениями полевого шпата в виде овоидов, почему они и были провизорно названы р а п а к и в и. Этот, так называемый Д. С. Белянкиным, умбинский тип гранитов более юный, чет тут же развитый, более древний тип равномернозернистых гранитов (Островский тип того же автора, 1933). Состав их характерен для нормального среднего гранита.

Иотнийские песчаники прорезаны довольно многочисленными интрузиями щелочных, по преимуществу, пород более юного возраста. Эти интрузии происходили в разные периоды отдельными этапами, среди которых Д. С. Белянкин устанавливает три периода.

I период:

1. Щелочные базальты (мончикиты), отчасти мелилитовые базальты (альнеиты).
2. Кальцинизированные эруптивные брекчии с вкрапленниками оливина (частью).
3. Известняки (мраморизированные, кальцититы), кварциты.

II период:

1. Ийолиты.
2. Турьяиты.
3. Турьиты.
4. Меланократовые эгириновые сиениты.
5. Кальцититы разного рода (кварцево-полевошпатовые, флюоритовые и чистые мраморовидные известняки). Ко времени извержения этой серии пород приурочены интенсивные процессы контактного метаморфизма так называемых турьинских песчаников.

III. период:

1. Щелочные базальты (мончикиты).

2. Мелилитовые базальты (альнеиты).
3. Авгититы.
4. Нефелиниты.
5. Мраморовидные известняки.

Таким образом, как это видно из рис. 12, внедрения магматических масс в песчанике происходили по трещинам в разные породы, причем каждый раз привносились совершенно новые и иные продукты лишь с частичным повторением (например, повторялись извержения щелочных базальтов, мелилитовых базальтов).

Особенно простой состав имеют породы первого периода; здесь имеются щелочные базальты и эруптивная брекчия, по всем признакам образованная той же магматической породой. Характерен состав щелочного базальт-мончикита, сходного с аналогичными породами юга Украины. Эта порода состоит из вкрапленников слабо разрушенного авгита и сильно измененного оливина; присутствуют также вторичные слюды и актинолит, псевдоморфозы по нефелину, состоящие из анальцима, альбита и кальцита. В состав основной массы входят: авгит, биотит, остатки бурой баркевикитовой роговой обманки и магнетита.

Особенно широко распространены дайки, относящиеся ко второму периоду, в том числе дайки ийолита, турьяита, турьита и эгиринового нефелинового сиенита. Они часто пластовые, иногда до 2—3 *м* и более мощности, прослеживаются иногда на десятки метров, иногда до 280 *м*. Все они явно кристаллические, более или менее равномернозернистые, часто довольно крупнозернистые. Все эти породы очень близки друг к другу, и состав каждой из них далеко непостоянен. Так, среди ийолитов имеются разности, кроме нормальной (нефелин, эгирин), также лепидомелановые (до 20%), меланитовые (до 10%), полевошпатовые (оргоклазы до 14%); в последнем случае они приближаются к мальинитам. В отдельных разностях присутствует также и титансодержащий авгит ($c : N_g = 45°$, $2V = +63°$).

Своеобразные породы, турьяиты, образуют небольшую интрузию и состоят из нефелина, биотита и мелилита, как главных составных частей, с примесью апатита. Относительные количества этих минералов соответственно: 16,79%, 32,17%, 35,19% и 9,93%. Состав турьяитов не вполне постоянен, имеются и другие типы, в состав которых входят те же самые минералы, но в иных относительных количествах (16,4%, 13,3%, 41,7% и 3,7%), кроме того, в них присутствуют: мелилит (2,3%), магнетит (7,2%), перовскит (4,1%), кальцит (1,8%).

Чрезвычайно своеобразны также жильные породы, получившие название турьитов, отличающиеся от предыдущих особенно значительным обогащением слюды (40%) и в то же время анальцимом (20%). Оба эти минерала слагают 60% всей массы пород; кроме того, присутствуют кальцит (20%), меланит (20%) и апатит (1,2%).

Турьяиты и турьиты, как видно, отличаются большим содержанием характерных минералов, особенно богатых CaO (мелилит, меланит, перовскит, апатит, кальцит). Различие между обоими типами пород заключается также и в том, что в турьяите видную роль играют P_2O_5 и TiO_2, в то время как в турьите — CO_2 и H_2O. Следует отметить, что имеются переходы от турьяитов до ийолитов (биотитовых и гранатовых). Характер турьитов также непостоянен, имеется ряд разно-

видностей, в том числе меланит-анальцим-кальцитовые (меланитовые бинемелиты), эгириновые канкринитовые (эгирин-биканориты) и др.

В этих породах происходили автопневматолитические и гидротермальные преобразования, вызвавшие образование канкринита, анальцима, кальцита, серицита, альбита, иногда также переходы оливина в агрегат биотита и актинолита, эгирина в щелочную роговую обманку и т. д. Всю эту свиту пород можно объединить в одно генетическое целое.

В контакте ийолитов с песчаниками получаются различные продукты контактного метаморфизма, именно: сиенитизированные песчаники со значительным содержанием полевого шпата, щелочной роговой обманки и эгирина. В конце концов могут получаться и эгириновые нефелиновые сиениты, как продукты взаимодействия жил ийолитов на окружающие песчаники в результате пневматолитических, частью и гидротермальных процессов. Эти процессы происходили на более или менее значительных глубинах, на что указывает отсутствие базальтовых магматических пород, в отличие от пород I и III периодов, где внедрявшиеся породы производили только незначительное воздействие на окружающие породы.

Среди пород III периода щелочные базальты, близкие к таким же породам I периода, встречаются сравнительно редко. Чаще встречаются авгититы, близкие к мончикитам, как и предыдущие породы, далее мелилитовые базальты, содержащие мелилит как среди вкрапленников, так и в основной массе; иногда при увеличении содержания мелилита они переходят в мелилититы. Мелилит представлен псевдоморфозами по нему светложелтых волокнистых агрегатов. В основной массе пород присутствуют биотит, авгит, псевдоморфозы по мелилиту, нефелину, далее магнетит и перовскит. Авгититы встречаются чаще щелочных базальтов, отличаются мончикитовым характером и в то же время содержанием значительного количества пироксена, главным образом в основной массе. Вкрапленники присутствуют в небольшом количестве, часты афировые разности, оливин отсутствует, встречаются псевдоморфозы по анальциму и нефелину; часты миндалинки с пектолитом, кальцитом и цеолитами. Пироксен, как и в базальтах главным образом диопсидовый, слабо зональный.

Нефелиниты также в значительной степени разнообразны. Кроме нефелина, в них присутствуют иногда вкрапленники гаюина или нозеана; здесь также пироксен диопсидовидный, иногда с оболочками из эгирина.

В данном районе, как можно было видеть, играли огромную роль контактно-метаморфические процессы, что ясно видно и по тому, что здесь в контакте с ийолитами на достаточно больших глубинах происходила глубокая метаморфизация их вплоть до образования пород, имеющих такой состав:

	%
Ортоклаз	70,90
Альбит	11,50
Щелочная роговая обманка	15,10
Желтый минерал, квадратный	2,30
Магнетит	0,20

В другом образце на полевой шпат, кальцит и кварц приходится до 33% породы, на роговую обманку и эгирин 67%.

Вообще при образовании всей свиты этих пород видную роль играли разнообразные пневматолитические и гидротермальные процессы, вызывавшие преобразования минералов в окружающих породах (песчаниках) с образованием из них сиенито-песчаников, и глубокие изменения минералов, входящих в состав магматических пород Турьего мыса. В результате нефелин преобразовался в канкринит, кальцит, альбит, эгирин в зеленую щелочную роговую обманку и т. д. Большую роль при этом играли наряду с P_2O_5, Cl и H_2O, также CO_2, вызывавшие карбонатизацию ряда пород вплоть до преобразования их в жилы различного рода кальцититов и других карбонатитов.

Присутствие особенно большого количества газов было причиной того, что магмы, дававшие начало всем этим породам, не образовывали одного магматического очага, но вырывались из магматического бассейна по отдельным трещинам в песчаники, где и возникли жильные, пластовые и иные, сравнительно небольшие интрузивные тела. Судя по щелочному характеру пород и богатству их окисью кальция, можно думать, что под ними залегают известняки, служившие источником того обилия кальция, которое характерно для минералов этих пород. Характерно то, что их состав близок в отношении содержания щелочей к хибиногорским; можно думать, что они являются образованиями, генетически тесно связанными с той магмой, которая дала начало и нефелиновым сиенитам, и щелочным гранитам центральной части Кольского полуострова (табл. 24).

Данные перечисления анализов и сравнение результатов этих перечислений показывают тесную генетическую связь между рядом жильных пород Турьего мыса (рис. 18).

Следует при этом отметить, что отдельные породы резко выделяются среди других. Так, резко выделяется ийолит своим значительно более щелочным характером, чем другие породы, по кислотности близко стоящие к нему. С другой стороны, резко отличаются от близких по кислотности пород малым сравнительно содержанием щелочей мончикиты с оливином, в то время как мончикиты без оливина обладают нормальной для пород Турьего мыса кислотностью.

Сравнительно значительной щелочностью обладают турьиты и турьяиты из числа более основных разностей турьинских пород. Для всех этих пород характерна вне сомнения теснейшая генетическая связь их с хибинскими породами через посредство ловозерских.

Это обнаруживается в непрерывном продолжении линии щелочей *(alk)* почти без изменения направления ее от пород Турьего мыса до хибинских пород, также продолжением падения линии *fm*, особенно высоко подымающейся у мончикитов Турьего мыса.

Характерна линия *c*, в общем, за отдельными исключениями, падающая по мере возрастания величины *si* и от ийолита Ловозерских тундр быстро спускающаяся до очень малой величины, характерной для ловозерских и хибинских пород.

Породы типа Турьего мыса, особенно хорошо изученные Д. С. Белянкиным и Влодавцем, широко распространены и в ряде других мест южной части Кольского полуострова, например в окрестностях Умбы, Кандалакши, Нивы и др. В особенно большом количе-

Химический состав магматических жильных пород Турьего мыса

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5
1	41,38	2,15	18,41	5,83	4,75	1,49	8,35	11,00	6,00	—	—
2	45,45	1,73	16,55	4,20	2,94	3,67	10,75	7,74	4,08	—	—
3	24,60	0,29	3,61	1,91	—	3,90	31,11	1,75	2,59	9,58	12,30
4	30,56	1,16	11,86	6,07	4,24	6,10	19,11	2,59	4,20	8,76	—
5	31,41	3,88	10,33	7,91	6,10	6,93	18,90	4,38	3,85	0,44	4,14
6	36,27	3,33	12,46	5,18	3,94	5,38	20,15	5,85	2,32	0,78	1,18
7	38,12	3,03	13,83	2,66	7,36	4,13	12,80	7,72	2,88	2,08	0,59
8	37,78	4,94	12,58	4,79	5,92	6,24	14,60	5,36	2,48	1,34	0,66
9	41,83	1,56	12,63	6,37	3,33	9,33	13,37	2,40	3,54	0,96	1,42
10	38,30	3,79	12,08	4,05	6,70	7,78	13,94	4,78	0,88	4,38	0,20
11	38,86	3,58	10,81	1,92	7,38	6,70	14,98	4,02	1,20	6,44	1,03

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O:RO$
1	2,56	3,30	1,19	1:0,9	7	3,5	4,4	1,3	1:7,1
2	2,4	4,2	1,6	1:1,7	8	3,6	4,4	1,3	1:4,2
3	4,2	8,3	2,3	1:5,4	9	3,2	4,4	1,4	1:6,5
4	2,2	3,3	1,1	1:4,1	10	3,6	4,8	1,4	1:4,4
5	4,1	3,8	1,1	1:4,5	11	3,8	5,6	1,7	1:4,9
6	4,1	4,2	1,0	1:4,3	—	—	—	—	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	25,1	20 4	20,8	33,7	100	0,26	0,25	1,00
2	23,0	26,0	27,0	24,0	110	0,26	0,25	1,04
3	4,7	16 3	74,7	4,3	54	0,12	0,80	4,60
4	14,8	34,4	41,1	10,5	60	0,52	0,53	1,18
5	10,9	40,6	36,5	12,0	57	0,36	0,46	0,90
6	14,4	30,0	41,8	13,8	75	0,20	0,53	1,40
7	18,2	30,1	30,9	20,8	91	0,20	0,40	1,00
8	16,2	34,9	34,1	14,8	90	0,24	0,58	1,00
9	16,0	44,2	30,7	9,1	92	0,52	0,67	0,70
10	14,0	39,6	29,1	17,3	81	0,48	0,58	0,73
11	14,4	40,1	36,3	9,2	94	0,19	0,57	0,90

1. Ийолит, о. Кидереч, (анализ П. Степанова). 2. Малиньит среднезернистый, Турий мыс, Серка Малая (Е. Кранк). 3. Апатитовый сиенит. Турий мыс. (Влодавец). 4. Турьит (Окнов). 5. Турьяит. Кузнаволок, Турий мыс (Эскола). 6. Турьяит среднезернистый, там же (Е. Кранк). 7. Авгитит. Жила в турьяите. Там же. (Е. Кранк). 8. Мелилитовый мончикит. Турий мыс (Е. Кранк). 9. Мончикит. Турий мыс (Эскола). 10. Авгитовый мончикит без оливина. Серка Малая, Турий мыс (Е. Кранк). 11. То же, с оливином. Там же. (Е. Кранк).

стве они выступают в районе островов Кандалакского залива (Кандалакского архипелага), где развиты щелочные порфириты с диопсидовидным пироксеном, глаукофаном, мончикиты с диопсидом, окруженным оболочками из эгирина, и с оливином, нацело замещенным оранжевой слюдой, мелилитовые базальты южного берега Медвежьего острова. Пикритовые порфириты с базальтической роговой обманкой, длинными кристаллами авгита и бурым стеклом и др.

7. Основные породы Монча-тундры, Чуна-тундры и Волчьей тундры

Основные породы района тундр Монча, Чуна и Волчьей располагаются как бы полукругом к западу и северо-западу от Хибинского массива. Эта полоса в ряде отношений резко отличается от щелочной гранито-нефелиново-сиенитовой полосы восточной и центральной части Кольского полуострова и представляет крайнюю противоположность им.

Это хорошо выступает на следующей сравнительной таблице А. Е. Ферсмана (1932).

Таблица 25

Хибинский комплекс	Монча комплекс
Щелочной нефелин-сиенитовый тип	Основной и ультраосновной тип
Пегматитовые накопления последней кристаллизации, частью при сравнительно низких температурах: 1 000—500—400°	Протокристаллизация магматическая с отщеплением сульфидного избытка при высоких температурах 1 600—1 400°, вероятно не ниже 800°, сульфидной — 400°
Характерные элементы: Na, Al, P, Ti, Zr	Ca, Mg, Fe, Co, Ni
Обилие различных элементов (36), считая более редкие земли за единицу	Бедность элементов (20)
Совместное нахождение элементов четных и нечетных с явным преобладанием последних в левой части таблицы Менделеева	Преобладание элементов четных
Некоторое преобладание элементов типа $4q+3$	Преобладание элементов $4q$
Новые редкие элементы принадлежат типу $4q$	Более редкие элементы принадлежат типу $4q+3$
Преимущественное развитие элементов очень малых радиусов иона: 0,2—0,64 и очень больших: 0,97—1,30	Преимущественное развитие элементов средних радиусов, по большей части 0,68—0,98
Можно ожидать еще элементов In, Re, Nb, Ta	Можно ожидать еще элементов Zn, P, Cl, Si, отчасти Ge

А. Е. Ферсман подчеркивает разительное противоречие между геохимией обоих комплексов, которое не является обычным различием основных (магнезиально-железистых) магм и магм щелочных.

Это различие в значительной степени своеобразно, и намечаются вполне определенные взаимные дополнения одной магмы другой (Дан, 1932).

Отсюда можно сделать вывод, что здесь мы имеем результаты одного общего процесса дифференциации первичной магмы, общей для обоих районов развития щелочных и магнезиально-железистых основных и ультраосновных магм, геохимически дополняющих одна другую.

Совершенно правильно А. Е. Ферсман указывает на то, что здесь объединены в одно генетическое (геохимическое) целое три типа магм: кислая (щелочно-гранитовая), апатитово-щелочная (нефелиново-сиенитовая) и основная (габбро-норитовая или магнезиально-железистая).

К этому следует добавить, что геохимически следует объединить в одно целое не только Монча-тундру, но и остальные два района развития основных и ультраосновных пород магнезиально-железистого характера (габбро-перидотитового), именно районы Чуна-тундры и Волчьей тундры.

Общность комплексов сближает их с районом колоссального лополита Бушвельда в Южной Африке. Комплексы возможно древнепалеозойских основных и ультраосновных пород развиты, кроме районов Волчьей тундры, Чуна- и Монча-тундр, в районе Панской тундры, но менее хорошо изучены; они частично окаймляют осевой щелочно-гранитный массив с юго-запада, в районе тундры Гремяхи.

В районе Монча-тундры на юге и Волчьей тундры на севере имеются две группы основных пород, развитых среди гнейсов неопределенного, но во всяком случае докембрийского возраста.

Главный хребет Волчьей тундры вытянут с севера на юг и образован нормальными габбро-норитовыми породами, как и далее к югу в районе Чуна-тундры.

В районе Волчьей тундры тотчас к востоку от полосы нормальных, сравнительно юных габбро-норитовых пород проходит полоса метаморфизованных роговообманковых габбро, более древних, чем первые; на востоке развиты биотитовые гнейсы, причем здесь нормальные габбро-норитовые породы переходят через полосу гибридных пород в район развития биотитовых и далее роговообманково-биотитовых гнейсов.

В районе Чуна-тундры также развиты нормальные габбро в виде отдельных выходов, из которых наиболее крупным является площадь развития их на севере; они образуют здесь как бы дугу, прорывающую более древние метаморфизованные габбро, вторгшиеся в свою очередь в гнейсы и гранито-гнейсы. Пироксениты и перидотиты играют вполне второстепенную роль, прорывая в виде даек древние габбро.

К сожалению, отдельные посещения этих районов (Монча-тундры Н. П. Прохоровым в 1921 г., С. А. Григорьевым в 1921 г., К. И. Висконтом Чуна-тундры в 1922 г.) не дали никаких результатов. Первая карта была дана Рихтером, посетившим район Чуна- и Монча-тундр и восточную часть вершины к востоку от Волчьей тундры. Только с 1931 г., по инициативе А. Е. Ферсмана, были проведены геолого-петрографические исследования Волчьей и Чуна-тундр: первой — Воробьевой, второй — Б. М. Куплетским.

Хребет Волчьей тундры имеет высоту до 800—1 000 *м* в районе Эрбчорра (Дождевой хребет), на Чуна-тундре, на вершине Намлагчорр — 990 *м* над уровнем моря.

В районе Волчьей тундры развиты две полосы. Одна пироксенитовая и частично метаморфизованная, перешедшая частично в роговообманковое габбро с оболочками роговой обманки вокруг зерен пироксена, другая за пределами первой отличается большей степенью метаморфизации. Краевое метаморфизованное габбро характеризуется сильным дроблением плагиоклаза; другие минералы в них сильно смяты, часто присутствуют вторичные магнетит и гранат; это габбро то массивное, то полосатое.

На восточных склонах имеются также выходы норитов, при этом габбро занимает обычно более высокие горизонты, нориты более низкие; имеются также и переходные габбро-норитовые породы.

С норитами связано оруденение, представленное пентландитом, халькопиритом, пирротином и пиритом, причем сульфиды часто образуют внедрения в ранее выделившихся силикатах. Содержание сульфидов 2—13%.

Далее к востоку развиты гибридные породы, образующиеся в контакте габбро-норитовых пород с гнейсами, причем получаются породы, образованные кварцем, кислым плагиоклазом (олигоклаз до андезина), малым количеством калиевого полевого шпата и ромбического и моноклинического пироксенов. Имеются все вариации, от очень кислых разностей до основных, типа кварцевого габбро-диорита, т. е. получаются породы типа чарнокитов.

Габбро — темные с зеленоватым оттенком, крупнозернистые, реже среднезернистые. Кроме лабрадора и ромбического и моноклинического пироксенов, присутствует также оливин, окруженный часто оболочками из волокнистой зеленой роговой обманки. В роговообманковых габбро пироксен полностью замещен бледноголубым амфиболом. Иногда в габбро наблюдается как бы флюидальная структура, обусловленная взаимно параллельным расположением таблитчатых кристаллов лабрадора. В норитовых разностях сильно развиты келифитовые оболочки; крупные зерна оливина и пироксенов занимают до 60—70% всего шлифа. Имеются все типы от типичных габбро через габбро-нориты и нориты до оливиновых норитов.

Гибридные породы характеризуются значительным содержанием кремнекислоты, в то время как в норитах и габбро содержание кремнекислоты около 50%, в гибридных породах — около 68—73%. Почти все они равномернозернистые, иногда и мелкозернистые, почти всегда обладают кристаллической структурой; иногда вблизи биотитово-гранатовых сланцев они милонитизированы. В минералогическом отношении они отличаются крайним непостоянством: то соответствуют чарнокитам (гиперстеновым гранитам), темносерые почти черные (состоят из кварца, олигоклаза, гиперстена), то переходят в диориты (состав: кварц, олигоклаз — андезин, иногда андезин и пироксен), далее дают кварцевые габбро-нориты, гранито-диориты и кварцевые нориты. Вообще с падением содержания кварца увеличивается основность олитоклаза.

На восточных склонах южной части Волчьей тундры имеются также и плагиоклазово-гиперстеновые гнейсы, аналогичные тем, которые развиты местами в Подолии.

Имеет ли место ассимиляция или нет, трудно решить, так как исследование этих пород в поле носило в значительной степени маршрутный характер; хотя ассимиляционный характер этих пород не вызывает сомнения, во всяком случае остается неясным, откуда взялась та кислая гранитная магма, которая вызвала данного рода ассимиляцию. Скорее всего мы имеем здесь дело с ассимиляцией габбро-норитовой магмы гранатово-биотитовых гнейсов. Воробьева утверждает, что весьма возможно, что магма, давшая начало породам в форме производных, близких к чарнокиту, кварцевому диориту, кварцевому габбро, диориту и кварцевому нориту, была более основной, чем это требуется от состава кислой гранитной магмы, и она в своем составе имела первоначально железисто-магнезиальный комплекс, давший при кристаллизации темноцветные минералы. Судя по химическому составу, эти породы близки к трондьемитам Гольдшмидта, возраст которых относится ко времени каледонской складчатости. Характерно большое содержание кремнекислоты, преобладание натрия над калием и несколько повышенное содержание щелочных земель.

Дайки пироксенитов секут в ряде мест также и гибридные породы. Это зеленовато-черные породы, состоящие из ромбического и моноклинического пироксенов. Большинство пироксенитов Волчьей тундры содержит также и рудные скопления.

К жильным породам принадлежат также более юные, чем пироксениты, габбро-нориты и нориты, плотные до мелкозернистых, содержащие ромбический пироксен ($2V = +68° - 79°$), реже диаллаг ($2V = +56°$), а в некоторых разностях оливин.

Наиболее юными основными породами являются жильные конго-диабазы с отчетливой офитовой структурой, иногда с интерсертальной структурой, из призмочек лабрадора № 57—60 и моноклинического пироксена ($c : N_g = 40 - 42°$).

Возрастные взаимоотношения пород следующие.

1. Гнейсы наиболее древнего образования — нижний протерозой (архей).

2. Первая интрузия габбро, позднее метаморфизованного.

3. Основные дайки, позже превращенные в амфиболиты.

Перерыв — тектонические процессы; динамометаморфное преобразование габбро в рассланцованные разновидности амфиболитов.

4. Аплиты и пегматиты, секущие гнейсы.

5. Образование кислых гибридных пород.

6. Более юная интрузия габбро, представленная нормальным диаллаговым габбро.

7. Аплиты и пегматиты, секущие габбро.

8. Повторенная интрузия основной магмы — интрузия норитов.

Второй период дислокаций вероятнее всего каледонский, возможно и герцинский. Внедрение диаллагового габбро, вероятно, имело место во время каледонской складчатости, одновременно произошла и гибридизация габбро-норитовой магмы. В герцинское время имели место процессы динамометаморфизма.

9. Самые юные образования района — дайки диабазов и диабазовых порфиритов.

Габбро-норитовые породы (нормальное габбро, слабо амбилитизированное габбро и сильно метаморфизованное габбро) носят совер-

шенно тот же характер и в районе Чуна-тундры, где они занимают площадь около 150 $км^2$ (в районе Волчьей тундры 100 $км^2$). Нормальные габбро сопровождались в районе Монча-тундры внедрением норитов ультраосновных пород, аналогично появлению жильных пироксенитов и перидотитов в районе Чуна-тундры.

В районе Чуна-тундры Б. М. Куплетский различает три рода габбро: 1) темносерые пироксеновые габбро, 2) рогообманковые габбро, переходные к сильно метаморфизованным полосатым габбро и 3) лейкократовые габбро, близкие к лабрадоритам с трахитоидной структурой. Здесь же развиты более юные габбро-нориты и габбро-перидотиты (в виде ряда даек и штоков, прорывающих более юные интрузии), а также пироксениты и перидотиты. Они одновременны с такими же интрузиями в районе Монча-тундры.

Имеются также жильные диабазы и диабазовые порфириты.

Породы Панских высот изучены были Б. М. Куплетским (1932). Среди них имеются чрезвычайно свежие лейкократовые габбро из лабрадора № 56—№ 60, ромбического пироксена-энстатита, клиноэнстатита и моноклинного пироксена $2V = +44 - 56°$ без следов оливина.

Состав этого габбро:

	1		2	3	4
Анортит	42,02	76,80% № 55	84,6	42,9	28,1
Альбит	31,84				
Ортоклаз	2,94				
Пироксен	15,4	—	15,4	57,1	65,9
Амфибол	19,50	—			
Магнетит	3,70	—		—	

Для пород Панских тундр характерно их однообразие на значительном протяжении, присутствие кварца и отсутствие оливина. По своему характеру они приближаются к габбро-диабазам Олонецкого края.

В общем можно сказать, что ультраосновные породы магнезиально-железистого ряда развиты только в районах Волчьей, Монча- и Чуна-тундр, в остальных районах Кольского полуострова их очень мало. При этом и в указанных тундрах они играют вполне второстепенную роль, нося большей частью жильный характер.

Юный массив габбро с титаномагнетитом и с сидеронитовой структурой развит в районе тундры Гремяха (А. А. Полканов) на восток от среднего течения р. Туломы; возраст его по всей вероятности одновременный с возрастом щелочных интрузий Кольского полуострова.

Более основные разности этих пород отличаются особенно большим содержанием фемических минералов с переходом в почти лишенные иных минералов породы (перидотиты Монча-тундры).

Характерна наблюдаемая, судя по имеющимся химическим анализам такого рода, генетическая связь между габбро-норитовыми породами Чуна-тундры, с одной стороны, и Волчьей тундры, с другой, что габбро, нориты и габбро-нориты Чуна-тундры являются членами одного и того же дифференцированного комплекса.

Габбро-норитовые породы Волчьей тундры — оливиновый норит и габбро — более основные, чем такие же породы Чуна-тундры и обладают некоторыми типичными для последних чертами. К числу этих общих черт частично относятся почти одинаковые величины

показателей *alk* и *c*, постепенно и закономерно уменьшающихся по мере уменьшения показателя кремнекислоты (*si*) (рис. 19).

В то же время, начиная от которанскитов и кончая габбро Волчьей тундры, наблюдается постепенное уменьшение показателя щелочей *alk*. Для всех этих пород характерен очень малый показатель *k*, большой *mg*. Последнее указывает на значительную магнезиальность габбро-перидотитовых пород Волчьей тундры и Монча-тундры, также как и других районов Кольского полуострова.

Основные и ультраосновные породы, занимающие район к западу от Хибинских и Ловозерских нефелиново-сиенитовых массивов, с востока, в свою очередь как бы ограниченных областью развития щелочных гранитов, состоят, главным образом, из более древних интрузий габброидных пород и более молодых, связанных с ними, ультраосновных интрузий перидотитов и пироксенитов; они резко отличаются в геохимическом отношении, от расположенных к востоку двух комплексов щелочных, ненасыщенных и насыщенных пород.

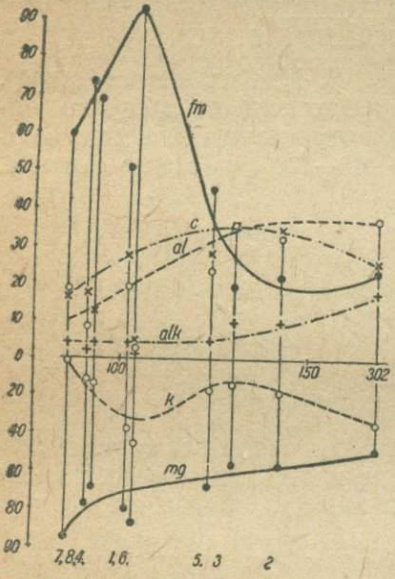


Рис. 19. Вариационная диаграмма основных пород Волчьей и Чуна-тундры. № 1—8.

Эти породы возможно, согласно А. Е. Ферсману продолжаются и далее на восток вдоль подножья Хибин через течение р. Умбы вплоть до массивов основных пород Панских высот и еще далее к области р. Варзуги.

Основные и ультраосновные породы от щелочных отличаются значительным распространением таких элементов как Mg, Fe, Ca, далее металлов платиновой группы, а также и Na, TR, P и Ti, т. е. согласно А. Е. Ферсману «получается такое впечатление, как если бы единый очаг со средним содержанием элементов земной коры разделился на два противоположных диференциата».

На табл. 27 (по А. Е. Ферсману) обозначены крупным шрифтом элементы наиболее распространенные, элементы, имеющиеся в следах или не доказанные — взяты в скобки, вероятные сопровождаются вопросительным знаком. Отчетливо проявляется накопление в основном комплексе Монча-тундры металлов и элементов четных номеров.

Районы тундр Волчьей, Монча и Чуна интересны как области, где исследования далеко еще не закончены, где могут встретиться и крупные месторождения ряда полезных ископаемых, связанных с основными породами, частично и с ультраосновными. Месторождения медных и никелевых руд были указаны А. Е. Ферсманом на территории Монча-тундры. Сульфидное оруденение приурочено здесь к норитовому массиву на восточном краю области развития нормального габбро. На горе Нюдауайвенч содержание меди по данным проведенной разведки 0,37%, никеля 0,31%. Пока установлено, что такое оруденение прослеживается на глубину до 50 *м*, далее рудное тело обед-

Таблица 26

Химический состав основных и ультраосновных пород Кольского полуострова

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\overline{RO}$	SiO_2	$R_2O:RO$	α
1	48,26	0,34	15,12	0,57	5,54	0,13	12,31	12,21	1,22	0,57	4,0	5,25	1:20,7	1,5
2	50,22	0,20	22,28	4,39	0,79	0,11	3,15	13,34	3,59	0,52	1,59	3,40	1:5,2	1,44
3	50,54	0,27	24,62	1,02	3,08	0,07	2,83	13,38	3,03	0,29	1,6	3,4	1:9,0	1,47
4	47,81	0,97	10,84	0,98	12,14	0,18	17,55	6,36	1,61	0,60	6,3	6,75	1:24	1,31
5	52,25	0,31	16,53	0,98	6,88	0,11	8,14	11,15	2,22	0,28	3,29	5,27	1:13,1	1,67
6	54,67	0,16	2,90	0,69	8,06	0,14	30,12	2,22	0,25	0,12	27,6	28,0	1:17,1	0,97
7	47,95	—	17,64	1,71	—	0	21,27	8,84	2,38	—	10,9	—	—	—
8	48,38	0,16	6,86	1,57	9,34	—	20,84	9,33	0,80	0,14	10,99	10,0	1:29,3	1,5
9	49,82	0,60	13,89	10,32	4,20	0,68	4,13	—	—	—	2,89	4,73	1:28,1	1,6
10	72,76	—	15,00	1,90	1,50	—	1,75	5,42	2,80	1,38	1,38	7,62	1:36	2,6

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	18,8	50,0	27,6	3,6	102	0,35	0,78	0,55
2	32,7	21,7	35,7	9,9	142	0,14	0,54	0,64
3	37,1	17,8	36,7	8,4	130	0,09	0,52	2,07
4	12,0	71,0	13,0	4,0	93	0,28	0,71	0,18
5	22,9	43,6	27,9	5,6	124	0,14	0,65	0,64
6	3,1	92,0	4,2	0,7	102	0,33	0,86	0,46
7	18,7	60,2	17,0	4,1	87	0	0,96	0,28
8	7,4	72,8	18,1	1,7	91	0,13	0,78	0,25
9	36,7	22,4	23,9	17,0	302	0,34	0,48	1,07

1. Которанскит, Которанский наволок, Белое море. 2. Лейкократовое габбро, верховья р. Паны. 3. Габбро нормальное, Эрбчорр, Чуна-тундра. 4. Габбро-норит, Чуна-тундра. 5. Норит, Эрбчорр, Чуна-тундра. 6. Перидотит, Монча-тундра. 7. Габбро нормальное, Волчья тундра. 8. Оливиновый норит, там же. 9. Габбро-норит, там же. 10. Чарнокит, там же.

няется. Запас меди — 8 000 *т*, никеля 7 000 *т*. Сульфидное оруденение наблюдается также в северной части Монча-тундры; особенно сильно оно проявляется в области Волчьей тундры, где оруденение также приурочено к норитам и к границе между габбровыми и гиперстеновыми породами. Не решен вопрос о характере этого оруденения; по Котульскому (1933), оно носит характер гидротермальный, по Полканову — магматический.

Имеются все данные ожидать нахождение на этой территории развития основных и ультраосновных пород, очень сходных с уральскими месторождениями кобальта, далее меди и весьма возможно минералов группы платины, также и хромита.

Основные породы, как мы видели, имеют крайне разнообразный характер. В некоторых случаях не представляет сомнения то, что часть их и по возрасту, и по своему петрографическому характеру очень близка к щелочным породам и представляет собой продукт ди-

ференциации одной и той же магмы. К числу таких пород относятся прежде всего щелочные габбро, развитые в районе тундр Гремяха — Вырмос (А. А. Полканов), где имеется полный комплекс пород представляющих собой ряд:

1) пироксенит—габбро—анортозит и
2) окерит — пуласкит — лаурвикит.

Эти породы были интрудированы первыми и за ними уже следовала интрузия щелочных пород:

3) нефелиновые сиениты и щелочные граниты.

Таблица 27

Геохимическая диаграмма Монча-комплекса

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
H															
					O										
Na	Mg	Al	Si	?	S			K	Ca		Ti	(V)	Cr	Mn	Fe,Co, Ni
Cu	Zn			As	Se?										Pd(?)
Ag				(Sb?)											Pt(?)
				Pb?											

Можно думать, что схема Воробьевой с двумя перерывами с образованием складок наиболее подходит для объяснения магматических процессов в области этих тундр.

В таком случае первая дислокация — каледонская, вторая — герцинская. Основные породы в виде нормального габбро и норитов, связанных с ними оруденением, относятся к образованиям послекаледонского времени. Являются ли нормальные диаллаговые габбро полностью противоположными аналогами щелочных пород или нет, сказать в настоящее время, благодаря очень малой изученности их, затруднительно, но схема такого рода возможна, причем следует иметь в виду, что все же возрастная последовательность выражена в достаточной степени определенно — более древними являются породы габбро-перидотитовой группы, более юными — породы щелочной формации.

8. Карелия и прилегающие районы

К югу от Кольского полуострова мы вступаем в область сплошного развития в значительной степени иных кристаллических пород, чем на Кольском полуострове. Этот район достигает на юге северных берегов Ладожского озера, охватывает северную половину Онежского озера, начиная от местности на восточном берегу этого озера, южнее

Схематическая таблица последовательности образования горных пород, в частности магматических, в районах тундр Волчьей, Монча и Чуна

(по данным Б. М. Куплетского и Воробьевой)

Волчья тундра	Монча-тундра	Чуна-тундра
Гнейсы биотитово-гранатовые, частично инъекцированные, частью с роговой обманкой и пироксеном, частью роговообманковые	Гнейсы биотитовые, реже роговообманковые	То же
Ранняя интрузия габбро, позже метаморфизованного	То же	То же
Основные дайки, позже преобразованные в амфиболиты	То же	То же
Складчатые процессы с динамометаморфными преобразованиями основных горных пород в расланцованные разновидности и амфиболиты		
Аплиты и пегматиты, секущие гнейсы, частью габбро	Гранитные дайки в гнейсах (?)	Аплитовые пегматитовые дайки
Образование гибридных пород частью чарнокитового характера	—	—
Юная интрузия диаллагового габбро нормального типа	Интрузия норитов Нюдауайвенча, перидотитов и пироксенитов Кумужьей и Травяной	Дайки габбро-норита Няри тундры, интрузии перидотитов и пироксенитов
Аплиты и пегматиты, секущие гнейсы	—	—
Повторная интрузия норитов	—	—
Перерыв, складчатые процессы		
Дайки диабазов и диабазовых порфиритов	То же	То же
Перерыв		
Ледниковые отложения	То же	То же

Пудожа, и уходит на северо-восток по направлению к устью р. Онеги; здесь по левым притокам р. Онеги исследованиями Лавровой и другими установлено было присутствие под четвертичными породами отдельных выходов кристаллических пород, в виде гнейсов с подчиненными им пегматитовыми дайками, например на р. Коже (левый приток р. Онеги), а также в районе островов Белого моря на о. Кие на северо-северо-запад от р. Онеги в 15 *км* от нее и др.

Площадь кристаллических пород этого района тянется с севера на юг полосой в 300 *км* ширины и длиной около 700 *км*, образуя восточный край Фенноскандинавского щита.

В районе о. Кия и ряда других мелких островов юго-восточного конца Онежского залива Белого моря видную роль играют метаморфизованные массы пород габбро-перидотитовой магмы, преобразованные в амфиболиты и инъекцированные полевошпатово-кварцевыми пегматитами. На границе между амфиболитами и кварцитами образуются меланократовые породы в виде плагиоклазовых гнейсов с гранатом и большим содержанием биотита.

Среди амфиболитов, играющих преобладающую роль, присутствуют шлировые образования, состоящие почти исключительно из амфибола, со спорадической примесью биотита и граната — гранатовые — амфиболиты, переходящие в плагиоклазовые амфиболиты. Иногда очковые амфиболиты с пятнами белого полевого шпата.

Наряду с амфиболитами, состоящими исключительно из амфибола (меланолитами), развиты также и светлые разности, состоящие из преобладающего цоизита (цоизит-плагиоклазовые породы, частью диоритовые, образующие прожилки).

Имеются ясно амфиболитизированные габбро и диориты, метаперидотиты (метаморфизованные перидотиты), представленные черными и зеленовато-черными породами, состоящими из хлорита, амфибола и более крупных выделений пироксена. Одновременно присутствуют также оливин, почти полностью серпентинизированный, иногда то магнетит, то шпинель; структура пойкилитовая.

Далее развиты гранатовые плагио-граниты, пегматиты и аплиты Д. С. Белянкиным встречены перидотиты (1932 г.), а на р. Коже выступают типичные микроклиновые гранито-гнейсы.

В 7,5 *км* от о. Кия на полуострове около с. Покровского, в окр. г. Онеги имеются выходы гранатовых плагио-гнейсов с темными прослоями и линзами амфиболитов, реже проходят жилы аплитов и пегматитов. Амфиболиты наряду с амфиболом содержат довольно много диопсидовидного пироксена, а из второстепенных титанит, магнетит, гранат и кварц.

Главная часть Карелии и прилегающих участков с развитыми кристаллическими породами характеризуется как область почти совершенно лишенная осадочных пород, поэтому кристаллические породы минералов, обычно докембрийского возраста, непосредственно выступают на поверхность земли, прикрываясь только местами не особенно мощными ледниковыми отложениями или продуктами своего разрушения, так как последние в значительной степени снесены эродирующей деятельностью недавно покрывавшего Карелию ледника; породы очень часто выступают в чрезвычайно свежем виде.

По сравнению с далее на север расположенным Кольским полуостровом эта часть Фенноскандии отличается значительно более интен-

сивным размывом. В связи с этим, а также и в связи с тем, что каледонские и герцинские складчатые процессы прошли мимо территории Карелии, не затронув ее, здесь имеется значительно иной комплекс кристаллических пород, к сожалению, в общем очень мало до настоящего времени изученный. Это обстоятельство в значительной степени связано с тем, что кристаллические породы Карелии являются сравнительно бедными концентрациями металлов, ультраосновные породы развиты здесь сравнительно слабо, и наибольшую роль в строении Карелии и прилегающих районов играют разнообразные гнейсы, в том числе гранито-гнейсы или мигматиты, далее граниты, образующие частью отдельные массивы (главным образом в южной части), частью же в гнейсы внедряются массы гранитов, аплитов и пегматитов; последние особенно видную роль играют в северной части Карелии в районе, прилегающем к Кандалакскому заливу.

В более южной части, в районе озер Ладожского и Онежского, развиты разнообразные граниты и другие глубинные породы, и тут же видную роль играют мощно развитые диабазовые породы гипабиссального характера, с переходами их в одних случаях в более абиссального характера породы — габбро, в других — в эффузивные породы, различные диабазовые и иные порфириты.

Крупная область развития этих основных пород имеется в районе Онежского озера, где они образуют названную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом диабазовую формацию, развитую в северной части озера и по его берегам и островам. Она прослеживается до Сегозера и далее на север, где образует отдельные полосы на всем протяжении почти вплоть до р. Кеми.

Чрезвычайно характерно то, что эти породы, которые финляндские геологи и петрографы считают наиболее юными по возрасту докембрийскими образованиями, относимыми ими к иотнийскому возрасту, находятся в тесной географической связи с мощно развитыми в тех же районах, т. е. от берегов Онежского озера на юге и почти до р. Кеми на севере, красноцветными кварцит и песчаник иотнийского возраста, занимающими площади, между прочим, между Ладожским и Онежским озерами.

Лишь в очень незначительных размерах заходит в область СССР также и рапакиви, именно восточный конец сальмийского массива его.

В петрологическом отношении особенно интересен юг Карелии и прилегающих к ней районов, где развиты разнообразные породы группы диабазов.

В северной части Карелии большую роль играют инъекцированные гнейсы с мощными жилами пегматитов, которые имеют здесь огромное практическое значение, как основная полевошпатовая сырьевая база СССР, играющая бо́льшую роль, чем две другие полевошпатовые сырьевые базы СССР — Урал и Украина.

Жильные породы занимают площадь огромных размеров между Сороками и Кандалакшей, достигая берегов и островов Белого моря. Граница распространения их на западе пока остается неясной.

Дайки пегматитов, как правило, не обладают сколько-нибудь правильным, симметричным или иным распределением минералов. Оптический кварц и пьезокварц в них пока не найден. Иногда только намечается краевая более мелкозернистая обогащенная биотитом фация.

В зависимости от преобладания того или иного минерала Борисов (1927) разделяет пегматиты на две группы: 1) кварцевые с подчиненным полевым шпатом (тип Панфиловой Вараки, Черноречeнской губы, около ст. Полярный круг), 2) полевошпатовые, состоящие главным образом из микроклина и олигоклаза (тип Оленчика, Черской губы).

Первый тип распространен более широко, чем второй.

Имеется еще один тип пегматитов переходных к аплиту, с одновременным преобладанием полевого шпата — тип Варнопа-Варака Н. Нилмозера.

Биотит распределен в более мощных дайках спорадически, группируясь в отдельных участках, в менее мощных он рассеян в массе дайк более равномерно. Характерно то, что наряду с розовым и белым микроклином, иногда стекловидным, присутствует также белый олигоклаз, также иногда стекловидный, но с большей температурой плавления, чем микроклин.

Предельные числа состава белых полевых шпатов Карелии следующие:

SiO_2	60,49—55,25%	CaO	2,11— 6,07%
Al_2O_3 . . .	22,18—24,96%	Na_2O . . .	2,12—10.17%
Fe_2O_3 . . .	0,03— 0,14%	K_2O	2,67— 8,85%
MgO . . .	Нет или следы		

Мощность даек разнообразная.

Из 12 даек месторождения Оленчика разрабатывалась только одна северо-восточная, по простиранию на протяжении 47 *м* на глубину до 17 *м*. Она прослежена на расстоянии выше 100 *м* и скрывается далее под наносами. В районе Черной Сальмы мощность дайки 17 *м*, по простиранию прослежена свыше 40 *м*.

В районе Лампи-Варака № 10 при длине свыше 50 *м*, в Панфиловой Вараке мощность дайки у северного конца 38—40 *м* при длине 180 *м*. Мощность сохраняется на расстоянии 60 *м*. Имеется, кроме того, ряд других даек мощностью 3—5 и более метров, которые и составляют основные запасы полевошпатового сырья Карелии. Характерно для них то, что они могут разрабатываться путем отборки из крупнозернистого пегматита отдельных крупных масс полевого шпата.

В районе Шуерецкого месторождения в пегматитах присутствует главным образом плагиоклаз.

В общем длина даек обычно 80—150 *м*, иногда до 200 *м*; мощность их, по Борисову, 3—10 *м*, иногда она увеличивается до 45 *м* и более и тогда получается вместо дайки штоковидное тело (Панфилова Варака в Черноречeнской губе, главный карьер на Малом Оленьем озере, Черная Сальма Чупской губы, а так же Выгостровские месторождения).

Главные минералы — кварц, калиевый и известково-натровый полевой шпат и слюда — мусковит или биотит. Кроме того, имеются второстепенные минералы, со следующей последовательностью кристаллизации:

Апатит в зальбандах проникает также вглубь даек, вростая главным образом в кварц и полевые шпаты.

Гранат и турмалин в зальбандах и внутри даек очень редко серный колчедан в слюде.

Биотит в зальбандах, реже в полевом шпате, еще реже в кварце. Мусковит позже или одновременно с биотитом.

Полевые шпаты, причем плагиоклазы раньше микроклина. Кварц.

Урановые минералы, присутствующие в очень малом количестве, приурочены ко времени выделения биотита и плагиоклаза.

Иногда присутствует гематит, в редкие миаролитовые пустоты проникают гидротермальные минералы — пирит, халькопирит, пирротин, свинцовый блеск, цинковая обманка. Они, однако, не играют почти никакой роли в составе пегматита.

Второстепенные минералы редко достигают крупных размеров, как, например, турмалин до 20 × 20 *см* в районе Шарозера, апатит в Панфиловой Вараке до 12 × 5 *см*, гранат в Чупском заливе до 5 *см*.

Микроклин часто почти совершенно чистый, красный, розовый, синевато-серый, желтоватый, иногда с примесью плагиоклаза (альбита или реже олигоклаза).

П. А. Борисов установил в 1926 г. следующую классификацию полевых шпатов Карелии по их внешним признакам:

1. Красные, розовые, желтые полевые шпаты — микроклин или микроклин-пертит без двойниковой штриховки.

2. Синевато-серые, сильно просвечивающие (район Чупской и Чернореченской губы, Чупа — пристани, Панфилова Варака, Синяя Пала). — микроклин без двойниковой штриховки.

3. Белые полевые шпаты, иризирующие (Выгостров), слегка розоватые, иризирующие (Черная Сальма), белые не иризирующие с очень тонкой или очень грубой двойниковой штриховкой разности плагиоклазов.

При очень крупных запасах, полевой шпат Карелии не может сам по себе обеспечивать полностью керамическую промышленность, следует иметь в виду, что и в данной области развития пегматитов главную роль должен играть пегматит, содержащий в идеальном случае 75% полевого шпата и 25% кварца, для использования его необходим пропуск его через пегматитовый завод.

Следует при этом иметь в виду, что полевошпатовое сырье имеется двух видов: 1) более или менее мелкозернистый пегматит; он идет целиком на перемол в пегматитовом заводе и дает кварцево-полевошпатовую муку из смеси полевого шпата и кварца, примерно в отношении 3 : 1; 2) крупнозернистый или крупнокусковый пегматит, в котором крупность зерен допускает ручную выборку полевого шпата от кварца.

Для района Кандалакши характерно преобладание биотитовых гнейсов, нередко с подчиненными им роговообманково-биотитовыми и гранатово-роговообманковыми разностями, иногда со скаполитами. Здесь же проводилось изучение Е. С. Федоровым (1904), Д. С. Белянкиным (1926), Б. М. Куплетским (1933) даек разнообразных щелочных порфиритов, присутствие которых указывает на то, что в этой части Карелии также имеется влияние щелочных магм Кольского полуострова.

Так Б. М. Куплетский описал дайки анальцимовых авгититов, состоящих из мелкозернистой основной массы с округлыми миндалинами, выполненными анальцимами. Основная масса пород состоит главным образом из кальцита и отдельных кристалликов пироксена, оранжевого биотита и псевдоморфоз, напоминающих псевдомор-

фозы по мелилиту. В другой темноокрашенной дайке присутствуют шестиугольные псевдоморфозы кальцита и альбита по нефелину с темно-зеленым амфиболом и пироксеном. Последний, судя по его свойствам, содержит жадеитовую молекулу. Эти породы, вне сомнения, входят в состав щелочного комплекса Кольского полуострова и в частности Турьего мыса.

Для севера Карелии характерно также и широкое развитие гранатовых и кианитовых гнейсов, которые между прочим широко развиты и в самом северном конце Кандалакского залива, около сел Кандалакша и Канды Губы. Обогащение этих пород гранатом довольно значительное, особенно значительное в районе Шуерецкой, где крупные кристаллы красного, очень свежего граната, прекрасно образованного, до 5—8 *см* и более в поперечнике, переполняют сильно обогащенные биотитом сланцеватые гнейсы. Здесь же встречаются богатые кианитом, иногда и ставролитом, биотитовые гнейсы.

Породы интрудированы многочисленными мелкими массами габбро-норитовых пород и позже мощными лакколитообразными массами серого плагиоклазового гранита. Одновременно с вторжением гранитной магмы в кристаллические сланцы проникала остаточная гранитная магма, вызывая метаморфизм их с образованием кианита и граната. До образования этих пород имела место складчатость северо-восточного простирания, после образования — северо-западного простирания.

Эти последние дислокации сопровождались интрузией красных микроклиновых гранитов с пегматитами как крупно-,так и мелкозернистыми.

Наиболее крупные месторождения граната находятся в районе Тербеострова, Елового наволока и др.

Татаринов высказывает предположение, что сами пегматиты с течением времени преобразовались в кианит, гранат, биотит и ставролит, что мало вероятно в связи со слишком большим содержанием в них глинозема.

В плагиоклазовых амфиболитах также шло образование граната и кианита, образовывались также гедритовые и биотитовые породы с гранатом и кианитом. Содержание граната в них доходит до 50%, а размеры кристаллов его от 2 до 30 *см*.

Встречаются далее гнейсы двуслюдяные, мусковитовые, частью роговообманковые и роговообманково-биотитовые, а также скаполитово-роговообманковые гнейсы. Последние состоят из амфибола (54,54%) лабрадора № 65 (29,60%), скаполита (10,26%) и второстепенных минералов (6,60%).

Местами гнейсовую толщу секут амфиболиты.

Особенно большая область развития скаполитовых пород наблюдается в районе Канды-тундры и губы Вад-озера. Образовались они скорее всего частью благодаря контактному метаморфизму главным образом благодаря контактно-региональному метаморфизму из первичной породы, богатой кальцием. Возможно образование их из кристаллических известняков, остатки которых попадаются в районе р. Канды, согласно данным О. Г. Баклунда (1927 г., стр. 19).

Б. М. Куплетский объясняет преобразование осадочных пород в скаполитовые амфиболы как результат инъекции в осадочные породы флюидного магматического расплава, который доставлял SiO_2, Fe_2O_3,

Al_2O_3 и другие окислы, необходимые для образования силикатов и превращения известняков в амфиболиты.

Биотитовыми частью роговообманковыми гнейсами сложены также острова Кандалакского залива. Однообразие этих пород нарушается обильными интрузиями амфиболитизированных и метаморфизованных габбро и друзитов, присутствие которых установлено было на ряде островов Д. С. Белянкиным и Б. М. Куплетским (острова Медвежий, Ламбина, Телячий и др.).

Высоты Куртяжных тундр, расположенных к востоку от Кандалакши, сложены главным образом амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и метаморфизованным габбро с жилами плагиаплитов, а также роговообманковыми сланцами. Это же наблюдается в ряде других мест, прилегающих к северному берегу Кандалакши.

В северную часть Карелии заходят также и метабазиты, которые финляндскими петрографами относятся к образованиям ятулийского и калевийского возраста.

В районе развития магнетитовых руд на Кольском полуострове, около Лицкого фиорда, развиты крайне разнообразные породы (И. Г. Кузнецов, 1932), среди которых видную роль играют граниты, мигматиты и пегматиты, причем в мигматитах иногда присутствуют как силлиманит, так и гранат, говорящие в пользу осадочного происхождения одного из компонентов их, далее слюдяные сланцы, также с гранатом, силлиманитом, иногда с турмалином, гранатово-слюдяные гранито-гнейсы и гнейсы, подчиненные слюдяным плагиоклазовым гнейсам, амфиболиты, роговообманковые породы иногда с пироксеном и гранатом и, наконец, также присутствуют кварц-грюнеритовые породы.

Магнетитовые кварциты ясно слоисты, полосчаты, в связи с неравномерным распределением кварца, магнетита и бисиликата, в них иногда встречаются полевые шпаты и биотит, в ряде разновидностей диопсид и другие минералы; получаются диопсид-магнетитовые, антофиллитовые, магнетитовые кварциты.

В составе первичных пород главную роль играли кремнекислота, FeO и MgO, в малой степени CaO, следы P_2O_5; характерно полное отсутствие минералов, содержащих Al_2O_3. Эти породы представляют собой продукты глубокого метаморфизма, частью регионального, частью по всем признакам также обусловленного и влиянием развитых здесь пегматитов, указывающих на неглубокое залегание гранитной магмы.

Пачка слоев магнетитовых кварцитов прослеживается на расстоянии в общем до 4,5 *км*, при мощности от 4,0 до 23 *м* при среднем содержании 33,7% металлического железа. Имеется ряд других аналогичных месторождений железистых кварцитов по берегу Кольского полуострова, приуроченных всегда к плагиоклазовым гнейсам и амфиболитам, подчиненным тем же гнейсам. Все породы такого рода носят пластовый характер. Аналогичные данные приведены и у Герасимова (1932).

В районе Средней Карелии проходят также вытянутые, в общем, в направлении северо-северо-запада полосы пород группы диабазов и близких к ним основных пород.

В районе оз. Сегозеро, в южной его части, выступают тальково-хлоритовые породы (горшечный камень), сближающие этот район с со-

ответствующими Урала, хотя только в миниатюре, так как область развития горшечного камня здесь незначительна.

Особенно крупные выходы этих пород находятся в районе деревень Листе-губа и Карельская Масельга; Н. Елисеевым (1929) тальково-хлоритовые породы были встречены вдоль линии Мурманской ж. д. на участке от ст. Масельская до ст. Сегеж к северо-востоку от оз. Сегозеро, где они сопровождаются также и серпентинами.

Горшечный камень светлосерый, иногда с зеленоватым оттенком, ясно сланцеванный, очень мягкий, легко разрезаемый обычной пилой. Состоит главным образом из чешуек хлорита и талька с примесью карбонатов, рудных минералов и актинолита. Тонкие жилки, пересекающие горшечный камень, состоят из кальцита, хлорита, хризотила и талька. Находятся эти породы в соприкосновении с серпентинами, по мнению Н. Р. Елисеева, представляющими собой продукты преобразования пикритов и пикритовых порфиритов, которые встречаются около порта Александровского (А. А. Полканов).

Полосы горшечного камня залегают в метапикритах и метапикритовых порфиритах мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Таблица 28

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	H_2O
1	39,35	0,14	7,51	3,18	8,94	27,12	3,26	0,73	0,38	—	9,48
2	38,45	—	1,52	2,38	5,00	27,69	0,17	—	3,66	14,51	4,97
3	35,89	0,17	4,59	5,13	5,05	26,15	7,01	0,08	0,12	10,52	5,02

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	$R_2O : RO$	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*
1	9,5	7,09	1,56	65	7	85,6	0,25	0,81
3	11,0	7,73	1 : 340	64	5	81,13	5,0	330,85

1. Метапикрит. 2. Горшечный камень. Листегуба. 3. То же, Мосельга; по П. Ниггли метапикриты очень близки к производным перидотитовой магмы (ортавгит-пироксенитовой).

Размеры залежей тальково-хлоритовых пород значительны и достигают 42 *м* (залежи Калливо-Муренная Вара). Тальково-хлоритовые породы в нем являются частью массива при мощности таких прослоев до 4,4 *м*, частью рассланцованы.

Преобразование совершалось под влиянием гидротермального воздействия гранитной магмы на пикриты.

В районе Кандалакского залива, в частности по Карельскому берегу, широко распространены своеобразные основные породы, которые Е. С. Федоров (1904) назвал друзитами; здесь встречаются сильно как метаморфизованные породы — амфиболиты, так и неметаморфизованные — гарцбургиты и отчасти только метаморфизованные дру-

зиты, диориты наряду с разнообразными андезинитами — кристаллически-зернистыми породами, полевым шпатом которых является исключительно андезитами (амфиболовые и биотитовые, авгитовые). Друзиты отличаются отчетливо выраженной центрической или друзовой структурой с ясно видимой последовательностью образования минералов: к этим породам относятся описанные Е. С. Федоровым которанскиты, породы с гнейсовой и друзовой структурой состоящие из диаллага, плагиоклаза и граната. На Кинбернском берегу мощно развиты габбро-нориты как бескварцевые, так и кварцевые, массивные, средне- и мелкозернистые, обыкновенно темносерые.

Породы типа друзитов характеризуются тем, что в них особенно отчетливо выступают, в связи с неполным окончанием реакционных взаимодействий минералов, резко выраженные каемки одного минерала вокруг другого. Нередко можно видеть неправильной формы зерна оливина, окруженные оболочкой из энстатита, в свою очередь окруженного авгитом. Энстатит часто обладает волокнистой структурой, как и авгит. За авгитом часто следует плагиоклаз; иногда оливин окружен оболочкой из биотита; в некоторых случаях между авгитовой оболочкой и плагиоклазовой присутствует зеленая амфиболовая, иногда переходящая в гранатовую.

Среди друзитов Строн (1929) различает два типа — оливиновый и безоливиновый.

В безоливиновых друзитах минералом, сохранившимся как первое выделение, является ромбический пироксен; отличаются они также почти постоянным присутствием кварца.

Порядок выделения минералов здесь вполне определенный, как это установил впервые Е. С. Федоров (1924): оливин — энстатит (гиперстен или бронзит) — биотит — авгит — гранат или зеленая роговая обманка — плагиоклаз (№ 37—65).

Таблица 28а

Химический состав друзитов следующий:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
51,62	1,10	10,52	0,81	9,28	13,78	8,73	0,67	1,92

$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
6,1	8,0	1,8	1,20:1	52,9	1,4	3,2	25,4	3,4

al	fm	c	alk	si	k	mg	c/fm
15,0	57,0	23,1	4,9	127	0,60	0,90	0,41

Эти данные указывают на то, что образование друзитов в общем шло по линии реакционной схемы Н. Л. Боуена, причем сохранение

всех минералов магнезиально-железистого ряда обусловлено было быстрой кристаллизацией пород.

Самые породы носят характер друзитовых диабазов, следовательно, полуглубинных (гипабиссальных) пород.

В районе Сегозера развиты также и основные гипабиссальные породы, представленные в значительной степени глубоко метаморфизованными породами, в составе которых видную роль играет эпидот. Эти породы нередко сланцеваты; наряду с диабазами развиты и диабазовые мандельштейны (Белоусов, 1928); они залегают среди песчаников.

Обширная площадь диабазовых гипабиссальных пород развита в северной части Онежского озера, где выступают крайне разнообразные разновидности диабазов (диабазовая формация Ф. Ю. Левинсона-Лессинга); среди них видную роль играют также и роговообманковые диабазы, в частности альбито-роговообманковый диабаз; окраска их то зеленая, то голубовато-серая, то буро-черная, особенно благоприятна добыча их в районе Тивдии.

Они же развиты и в районе западного побережья Онежского озера, где они представлены габбро-диабазами, частью содержащими кварц в связи с присутствующими здесь иотнийскими песчаниками (между Петрозаводским и с. Вознесенье).

Габбро-диабазы образуют мощные инъекции в иотнийские песчаники, а иногда и покрываются ими. Породы плотные, тонкозернистые, темносерые с синеватым оттенком, состоят из первичной роговой обманки, пироксена, лабрадора, титаномагнетита, с небольшим количеством кварца, апатита, редко биотита и пирита.

В них присутствуют иногда шлиры разновидностей кварцевого диабаза.

Таблица 29

Состав одного из этих диабазов следующий:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
49,15	2,44	11,48	3,97	13,22	3,39	8,63	2,64	1,36

RO	SiO_2	*a*	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
3,5	6,1	1,9	1:6,7	53,5	2,5	1,8	15,7	6,7

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
17,5	49,0	23,8	9,7	130	0,33	0,27	0,49

Плагиоклаза — 48,4%, пироксена — 37,4%; магнетита — 8,3%; биотита — 0,6%; роговой обманки — 2,8%; кварца и микропегматита — 2,5%.

По берегам Онежского озера и главным образом в северо-западной части его развиты разнообразные вулканические породы. В районе Петрозаводской и Кондопожской губ. имеются авгитовые порфириты, мандельштейны, вариолиты и другие.

Эти породы частью были изучены и проанализированы Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1888); в частности здесь развиты вариолиты, образующие местами интрузивные залежи.

Для диабазовых пород южной части Карелии характерно то, что они обладают в значительной степени щелочным характером, на который обращено было внимание П. И. Лебедевым при исследовании аналогичных пород о. Валаама на Ладожском озере (1913) и в этом отношении они довольно резко отличаются от друзитов Кандалакского залива, менее щелочных (рис. 20).

Среди этих диабазовых пород особенно щелочными являются вариолиты Ялгубы (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг 1885 и Яковлев 1902). Интересно, что промежуточное место между диабазовыми породами, в частности вариолитами и гранитами Онежского озера занимает диабаз-аплит юго-западного побережья Онежского озера, описанный Яковлевым (1902). Эти породы, что для них характерно, отличаются большей щелочностью, чем эссекситовые диабазы о. Валаама (1913).

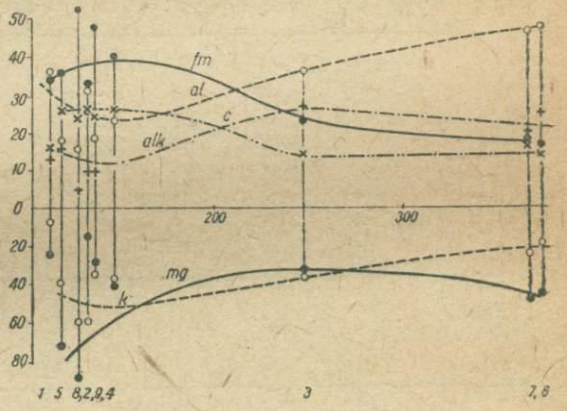


Рис. 20. Вариационная диаграмма основных и кислых магматических пород Карелии. № 1—9.

Отдельную группу составляет крупноовоидный рапакиви Сальминского массива.

Третья группа — граниты Прионежья; эти граниты были частично довольно детально описаны Судиковым (1931), изучившим граниты, развитые на восточном берегу Онежского озера, около Повенежа, также и гранито-гнейсы (Кашинский гранит) (анализ 1). В районе острова Гольца господствующей породой является темносерый гранит, среднезернистый, состоящий главным образом из кварца и плагиоклаза № 24 (олигоклаз) (табл. 31, анализ 2).

Судя по формулам Ф. Ю. Левинсона-Лессинга оба гранита очень близки друг к другу и отличаются несколько различным отношением $R_2O : RO$. Формулы Озанна указывают на значительно большие отличия одного гранита от другого, что отражается до известной степени и на минералогическом составе этих двух гранитов.

Полезные ископаемые

В отношении полезных ископаемых район Карелии богат такими видами их, как полевошпатовое сырье, представленное пегматитами, как требующими помола благодаря малым размерам зерен полевого шпата, так и с зернами полевого шпата достаточно крупными для того, чтобы их можно было выделять путем отборки вручную. За-

Таблица 30

Химический состав эффузивных пород Карелии

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	41,98	Следы	22,68	4,87	7,28	1,98	5,93	4,57	0,27
2	46,38	2,20	19,28	1,32	10,72	1,45	8,61	1,43	3,14
3	63,55	—	15,55	3,12	2,21	1,28	3,64	4,44	3,90
4	53,17	—	13,62	5,42	5,96	3,84	8,67	2,95	2,40
5	49,95	—	14,77	7,41	3,53	4,28	10,26	4,87	4,63

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	β	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,33	2,56	1,19	89,8	1 : 3,6	50,8	3,1	4,3	12,6	9,6
2	2,0	4,04	1,61	74,11	1 : 6,03	57,1	2,7	6,5	10,8	4,1
4	1,4	6,0	2,75	39,44	1 : 1,12	71,0	8,1	2,8	9,1	6,3
3	2,5	5,41	1,97	64,17	1 : 4,5	59,1	3,1	2,5	14,4	6,5
5	2,2	4,35	1,68	72,41	1 : 4,5	56,2	2,9	2,8	14,3	6,2

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*		*k*	*mg*	*c/fm*
1	36,1	34,5	16,8	12,6	114	0,08	0,23	0,48
2	31,5	33,3	25,7	9,5	132	0,60	0,14	0,77
3	35,6	23,5	14,0	26,3	246	0,36	0,32	0,62
4	22,0	40,5	25,4	12,1	146	0,35	0,39	0,63
5	20,6	35,2	26,0	18,2	118	0,38	0,74	0,74
6	48,0	15,7	13,0	23,4	375	0,20	0,46	0,83
7	47,0	17,2	16,8	19,0	370	0,24	0,48	0,97
8	15,0	57,0	23,1	4,9	127	0,60	0,90	0,41
9	17,5	49,0	23,8	9,7	130	0,33	0,27	0,49

1. Вариолит. Интрузивный пласт (Яковлев, 1902) юго-западный берег Онежского озера. 2. Эссекситовый диабаз О. Валаам (П. И. Лебедев, 1913) Структура габбровая. 3. Диабаз-аплит, юго-западное побережье Онежского озера (Яковлев, 1902). 4 и 5. Вариолит. Ялгуба (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1885). Главные минералы плагиоклаз и авгит, вторичные — хлорит, часто в большом количестве в основной массе эпидот, кварц, кальцит, магнетит, окислы железа. 6 и 7. Граниты Прионежья. 8. Оливиновый друзит Кандалакского залива. 9. Диабаз Онежского озера.

Таблица 31

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1.	70,68	0,28	15,57	0,24	2,12	0,68	2,30	4,15	3,49
2.	72,05	0,18	15,65	Нет	2,12	1,07	2,98	4,31	1,44

	$\overline{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1.	1,24	7,7	3,6	1 : 1,2	77,3	10,8	5,0	4,2	6,5
2.	1,3	7,8	3,7	1 : 1,3	77,5	9,1	6,7	4,2	7,6

пасы полевошпатового сырья очень крупные. Качество чрезвычайно высокое.

В ряде мест присутствуют также месторождения мусковита, могущие приобрести значительно большее значение при дальнейших их исследованиях.

Большое значение имеют тальково-хлоритовые камни Сегозера и других мест Карелии, также пикритовые породы, последние как сырье для плавки; огромные массивы диабазов, габбро-диабазов и гранитов главным образом района Онежского озера могут быть использованы, как материал для облицовки, брусчатки и других.

В районе Шуерецкой и в ряде других мест имеются крупные месторождения гранатов, приуроченных к биотитовым сланцам, содержащим местами дистен и ставролит. Дистен может оказаться ценнейшим сырьем для высоко-огнеупоров.

В ряде мест имеются месторождения меди, барита, возможны месторождения свинцово-цинковых руд, также — урановых руд, однако, руды металлов отличаются малыми запасами и имеют пока малое промышленное значение. Впрочем, нельзя исключать возможность их нахождения и в больших количествах.

Главнейшая литература по петрографии Кольского полуострова Карелии и прилегающих районов

1. Хибинские и Ловозерские тундры. «Труды института севера», вып. 37, т. II, 1928. изд. НТУ ВСНХ (398 стр.).

2. Хибинские апатиты. Сборники под редакцией акад. А. Е. Ферсмана. I — 1930, II — 1932, III — 1931, IV — 1932, V — 1933.

3. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Изд. Ак. наук, ч. I, 1932; ч. II — 1933; ч. III — 1933.

4. «Труды Петрографического института Ак. наук», в. 2, 1932.

5. Путеводитель по Хибинским тундрам. Под ред. А. Е. Ферсмана. Изд. Ак. наук, 1931 и 1932.

6. Апатитово-нефелиновые месторождения Хибинских тундр Кукисвумчорр-Юкспорр. «Труды НИУ», в. 39, 1932.

7. Д. С. Белянкин и М. Лаврова. Кристаллические породы окрестностей г. Онеги. «Труды Геол. муз.», т. VIII, 1931.
8. Борисов П. А. Месторождение нефелиновых песков на Кольском полуострове. «Труды Института по изучению Севера». В. 44, 1929.
9. Влодавец. Результаты исследования апатитовых месторождений в Хибинских тундрах в 1928 году. Докл. Ак. Наук, 1929, 109—114.
10. Он же. Нефелиново-апатитовые месторождения в Хибинских тундрах. «Труды Научн. иссл. и-та по изучению севера». Вып. 46. 1930, 14—60.
11. Н. Н. Гуткова. К минералогии горы Юкспорр. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. V, 1934.
12. А. Иностранцев. Геогностическое строение западного берега Ладожского озера. «Мат. геол. России», т. II, 1870.
13. Он же. Геологический очерк Повенецкого у., Олонецкой губ. Там же, т. VII, 1877.
14. Он же. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. «Труды Сп. об. ест.», 1871.
15. Н. Кассин. Геологические исследования вдоль Мурманской железной дороги. МОПГ, № 43, 1923 (с картой).
16. Г. Т. Кравченко. Минералогические наблюдения на Кукисвумчорре. Там же.
17. Б. М. Куплетский. Петрография Кольского полуострова. В серии «Петрография СССР». Серия I. Региональная петрография, вып. I, изд. Ак. наук СССР, 1932. (Тут же детальная библиография по петрографии Кольского полуострова.)
18. Он же. К петрографии Хибинских тундр. Породы Восточного Умптека. «Тр. Мин. муз. Ак. наук», 1926, стр. 83—166.
19. Он же. О количественно-минералогическом составе апатитово-нефелиновых пород Хибинских тундр. Докл. Ак. Наук, 1928, стр. 69—72.
20. Он же. Петрографический очерк Хибинских тундр. «Труды науч. иссл. и-та по изучению севера», 1928, 76—203.
21. А. Н. Лабунцов. Апатит в Хибинских тундрах Кольского полуострова. Сборник «Фосфориты СССР». Изд. Геолкома, 1927, стр. 223—226.
22. П. И. Лебедев. Петрографическое исследование с. Валаама. «Изв. Варш. пол. ин-та», 1912, т. 12.
23. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Олонецкая диабазовая формация. «Тр. Сп. об. ест.», т. XIX, 1888.
24. Полканов, Когульский и Малявкин. Проблема Кольского полуострова. Георазведиздат, 1933 (с картой).
25. Строна. О некоторых друзитах Кандалакского залива Белого моря. Геолком. МОИПГ, вып. 127, 1929.
26. В. Тимофеев. Предварительный отчет о геологических исследованиях в районе Онежско-Ладожского водораздела летом 1923 г., ИГК, 1926, т. 43, вып. 7.
27. Он же. Об остатках поверхности лавового потока в Сунсарской древней вулканической области. «Тр. Спб. об. ест.», т. 38, 1916.
28. А. Е. Ферсман. Минеральные ассоциации в Хибинских и Ловозерских тундрах. Изв. Ак. Наук, 1923, стр. 65.
29. Он же. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр. Докл. Ак. Наук, 1931
30. Он же. К вопросу о содержании редких земель в апатитах. Докл. Ак. Н., 1924, № 42, стр. 45.
31. Он же. Геохимические дуги Хибинских тундр. Докл. Ак. Наук, 1931.
32. Он же. Сравнительный очерк геохимии Хибинского и Монча-комплекса. Докл. Ак. Наук, 1932, № 6.
33. С. А. Яковлев. О гранитовидных жилах в диабазе южного побережья Онежского озера. Там же, № 33, 1905, стр. 53.

Глава IV

КРЫМСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

1. Общие замечания

На территории Крымского полуострова магматические породы — гипабиссальные и эффузивные, частью и туфы последних пользуются довольно широким распространением в горной и предгорной части Крыма, начиная от окр. Севастополя на юго-западе и до окр. Феодосии на северо-востоке. Юго-восточная граница территории распространения магматических пород — южное и юго-восточное побережье Черного моря, северо-западная — линия, проходящая через Севастополь, Симферополь и Феодосию (примерно юго-восточная граница распространения меловых отложений).

Распространение магматических пород тесно связано, таким образом, с геологическим строением Крыма, его тектоникой и орографией.

В юго-восточной части Крымского полуострова тянется в северо-восточном направлении высокая первая гряда; она сложена из наиболее древних для Крыма пород, причем верхняя часть и вершины этой гряды (Яйла) образованы известняками (верхняя юра), средняя часть и основание — мощной свитой черных глинистых сланцев и песчаников (триас, нижняя и средняя юры); иногда в основании известняков залегают конгломераты.

Начало этой гряды находится между Балаклавой и Георгиевским монастырем (Каранские высоты), где она обрывается круто к морю уступом до 300 *м* высоты, а на северо-востоке заканчивается около Феодосии; она достигает местами высоты до 1 500 *м* над уровнем моря.

Юго-восточный склон круто спускается к морю, северо-западный — сравнительно полого к широкой продольной долине, ограниченной на северо-западе крутым склоном второй более низкой гряды, сложенной более юными породами (мелового и нижнетретичного возраста), также полого понижается на северо-запад ко второй продольной долине; эта последняя ограничена третьей грядой (верхнетретичной); далее идет степной Крым. Триас, нижняя и средняя юра чрезвычайно сильно дислоцированы, смяты в крупные и мелкие складки и разбиты сбросами. Породы верхней юры и более южные в общем падают на северо-запад.

Наиболее древние породы — кристаллические сланцы неизвестного возраста, и пермо-карбоновые отложения выступают только ничтожными участками.

Магматические породы Крыма изучались рядом геологов и петрографов — Романовским (1867), Штукенбергом (1873), главным образом Лагорио (1880, 1887, 1897), позже также Мейстером (1908), Зайцевым (1908, 1909), Щербаковым (1914) и другими.

Магматические породы Крыма либо прорезают триасовые и юрские сланцы и песчаники дайками разнообразных размеров, либо залегают в тех же породах в виде интрузивных тел разнообразной формы, в частности в виде лакколитов, нередко очень характерной округлой формы, почти без ответвлений. Контактные воздействия на окружающие породы проявляются очень слабо; последнее, как и очертания лакколитов настолько характерно для ряда магматических пород Крыма, что можно считать, что магма интрудировала в очень вязком состоянии почти без минерализаторов.

Размеры лакколитов иногда довольно значительны; так лакколит Чамны-Бурун, около Алушты, имеет в длину 5 *км* при ширине 2,5 *км* и подымается на высоту до 1 212 *м* над уровнем моря (наибольшая высота, до которой достигают кристаллические породы Крыма); лакколит Аю-Даг — 2,5 *км* длины при 2 *км* ширины.

Обычно магматические породы Крыма отличаются чрезвычайно резко выраженными процессами выветривания и разрушения, затрудняющими производство их исследований; часто хлоритизированы, эпидотизированы, иногда серпентинизированы, серицитизированы, каолинизированы.

Согласно Лагорио, на территории Крыма присутствуют два типа магм: 1) гранодиоритовый, представленный гранитами, гранит-порфирами и 2) щелочной (фойаитово-тералитовый), представленный кератофирами и тавритами; следует отметить, что Розенбуш относит совершенно правильно кератофиры к производным гранодиоритовой магмы, но не к производным типичных щелочных магм (микроскопическая физиография массивных пород, ч. II «Излившиеся породы», 1908, стр. 1492); кератофиры, согласно Розенбушу, — единственные породы, которые не подчиняются тому правилу, что щелочные и щелочноземельные породы обладают различным распространением.

Мейстер придает значение наличию в ряде пород Крыма вместе с основным плагиоклазом также и ортоклаза и приходит к выводу, что эти породы в значительной степени своеобразны и частью принадлежат к монцонитовым и эссекситовым типам пород. Среди пород Крыма он различает роговообманковые адамеллиты и банатиты, кварцевые порфиры (частью монцонитового ряда), кератофиры, кварцсодержащие пироксеновые диориты (эссекситы), эссекситовые диабазы, плагиоклазово-пироксеновые порфириты, мелафиры; к этому перечню пород он прибавляет также роговообманковые, биотитовые и пироксеновые граниты, тавриты и мелафиры, описанные Лагорио.

Иной комплекс магматических пород развит в районе Карадага, где Левинсон-Лессинг установил присутствие следующих пород: спилиты, кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры, палеолипариты, базальты и мелафиры, андезиты, щелочные андезиты, андезито — дациты, дациты, трахиты, липарито-дациты, трассы.

В различных частях Крыма встречаются также и вулканические туфы и туффиты, связанные с поверхностными или подводными извержениями эффузивных пород.

В расположении магматических пород можно отметить некоторую закономерность, связанную с тектоническими процессами — они располагаются в основном двумя полосами — северной и южной. Северная полоса начинается в районе Балаклавы и Георгиевского монастыря, проходит по первой продольной долине мимо Албата на р. Бельбеке, через верхнее течение р. Марты (Биюк-Сала), верхнее течение р. Альмы (Бодрак, Саблы и др.), верхнюю часть течения р. Салгира (Курцы, дер. Эски-Орда и другие) и доходит до Карасу-Баши к югу от Карасубазара.

Южная линия начинается в районе мысов Айя и Фороса и проходит по Южному берегу с многочисленными местами большей частью небольших выходов магматических пород в окрестностях Ласпи, Мухалатки, Кикенеиза, Лимен, Алупки, Ялты; особенно многочисленны выходы этих пород между Гурзуфом и Алуштой; последний выход этих пород находится у с. Куру-Узень далее к северо-востоку от Алушты.

Как бы продолжением этой линии является вулканическая группа между Судаком и Феодосией — карадагская группа магматических пород.

Промежуточное место занимает слабо намеченная средняя линия, на наличие которой указывают выходы магматических пород в промежутке между линиями — у Коккоз, на Черной горе и др.

2. Породы южной полосы (южный берег Крыма)

Породы Южного берега характеризуются то более темной, то более светлой, серой или зеленовато-серой окраской. Они массивно зернисты, иногда довольно крупнозернисты, частью порфировидны, в ряде случаев мелкозернисты до плотных. Обычно они более или менее энергично вскипают с соляной кислотой.

Среди пород западной части Южного берега Мейстер различает две группы: 1) порфировую с резко выраженными двумя генерациями минералов и 2) равномернозернистую, полнокристаллическую.

Полевые шпаты принадлежат главным образом плагиоклазу (андезину и кислому лабрадору). Калиевый полевой шпат (микроклин) присутствует постоянно, но играет второстепенную роль; моноклинический пироксен (авгит) обычно почти полностью разрушен. Наиболее юный минерал — кварц — присутствует обычно в неособенно большом количестве. Видную роль в составе этих пород играет хлоритово-змеевиковидное вещество, замещающее почти полностью основную массу, частью и авгит.

Структура часто диабазовая, интерсертальная, в более крупнозернистых разновидностях переходящая в габбровую. Относительное количество основной массы крайне непостоянное, от преобладающего до отсутствия ее.

Породы с порфировой структурой преобладают в районе между мысом Форосом и Алупкой. Лагорио упоминает о присутствии здесь же мелафиров и диоритов; по мнению Мейстера, они отсутствуют, так

как во всех породах этого района присутствует калиевый полевой шпат.

Ряд этих пород близок к диабазам, в частности, к андезиновому диабазу (Мейстер), но содержит калиевый полевой шпат; они должны быть скорее названы эссекситовыми диабазами; они представляют эффузивные породы монцонитового ряда и могут быть названы также монцонитовыми диабазами. Огромное большинство основных пород, выступающих между Форосом и Алупкой принадлежит именно к этим эссекситовым диабазам. Эти породы сопровождаются также и своими туфами. Часть пород, развитых в этом же районе приближается к авгитовым порфиритам, частью лабрадоровым, другие к вейсельбергитам [1] (навитам) [2], частью к кварцевым порфиритам; эти именно породы называются Лагорио и Зайцевым порфиритами и мелафирами. От преобладающих эссекситовых диабазов они отличаются меньшим содержанием калиевого полевого шпата.

Все эти породы, по Мейстеру, тесно связаны друг с другом переходами и образуют одно генетическое целое. Шербаковым описан (1914) довольно крупный выход изверженных пород около Лимен к северо-западу от Симеиза между 445 и 1100 *м* над уровнем моря; эти породы достигают почти основания верхнеюрских известняков у перевала Ат-Баш-Богаз и доходят до Севастопольского шоссе, не спускаясь ниже его. В нижнем юго-западном конце изверженные породы образуют полуразрушенный «жильный лакколит» Карабаира, расположенный тотчас над Севастопольским шоссе.

Породы довольно разнообразны, окрашены в светлозеленые, темнозеленые, иногда темносерые с зеленоватым оттенком цвета, сильно разрушены. Карабаир и горы Хыр к востоку от него, также у шоссе образованы альбитовым диабазом; главными составными частями его являются альбит, хлорит и титаномагнетит, иногда с остатками полуразрушенного магнезиального диопсида, местами с пренитом и магнетитом. Далее к востоку развиты главным образом пузыристые лавы, их туфы и туфобрекчии; лава образована кератофиром (альбитофиром) и кварцевым кератофиром (кварцевым альбитофиром) с вкрапленниками то только альбита, то альбита и кварца, с гиалопилитовой основной массой и многочисленными миндалинами, выполненными хлоритом, кварцем, вторичным альбитом, эпидотом, халцедоном и цеолитами. В состав туфов и туфобрекчий, кроме кератофиров, входят также и порфириты. Вершина горы Пиляки, вплотную подходящая к известнякам Яйлы, образована частью сферотакситами, т. е. такситами с сфероидальной отдельностью отдельных участков, переходящими частью в кератофировую лаву, частью в спилиты.

Характерно для альбитовых диабазов обилие натрия (отношение K_2O к $Na_2O = 1 : 5$), большое содержание Al_2O_3 и H_2O (до 4,1%) в связи с сильной разрушенностью пород. Судя по миндалекаменной структуре породы образовались, по крейней мере частью, на дне моря.

Найденные в туфах окаменелости указывают, согласно Борисяку,

---

[1] Авгитовый порфирит с гиалопилитовой основной массой (андезитовой) по составу и структуре соответствует авгитовому андезиту (палеоандезит).

[2] Навит — тот же лабрадоровый авгитовый порфирит (Розенбуш).

на среднеюрский возраст извержений магматических пород данного района.

Все породы носят характер производных гранодиоритовых магм, и обнаруживают, как это видно из химических анализов и перечислений их, тесную генетическую связь друг с другом.

В кератофировых туфах в каменоломне тотчас у шоссе около с. Лимены проходит небольшая жила белого зернистого датолита с друзами водянопрозрачных, как горный хрусталь, прекрасно образованных кристаллов, богатых гранями до 1—1½ *см* длины.

Как видно из проекции по Ниггли (рис. 21), эта группа составляет одно генетическое целое; она, однако, отличается от кварцевых кератофиров Георгиевского монастыря, довольно резко от альбитового диабаза Кавказа (Красная Поляна) и очень резко от, казалось бы, сходных пород района Минеральных Вод.

В районе Алупки, далее в самой Ялте, в южной ее части на правом берегу р. Учан-Су в каменоломне б. Гейманова, также в массиве горы

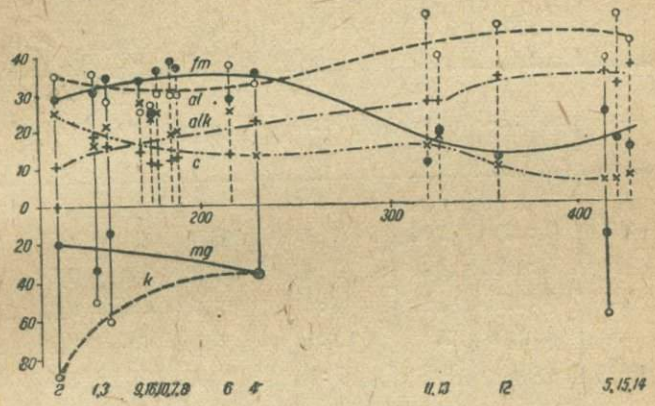


Рис. 21. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород южного берега Крыма № 1—16.

Аю-Дага, около Гурзуфа, крупном массиве Чамны Бурун, массивах Ай-Иори, Урага, Серагоз около Алушты, также и далее к северо-востоку от Алушты — в районе прибрежного селения Куру Узень и ряде других массивов выступают довольно крупнозернистые кварцево-авгитовые диориты по терминологии Лагорио; они окрашены в зеленовато-серые различной интенсивности цвета; в состав их входят, кроме различного, но обычно небольшого количества кварца, плагиоклаз, ближе не определимый, и ортоклаз, также авгит. иногда замещающийся роговой обманкой; в этих породах отмечается присутствие микропегматита; эти породы довольно часто переходят в порфировые, как, например, в обращенном к морю лакколите Аю-Дага; исходя из присутствия в них ортоклаза Мейстер предлагает относить их к кварцсодержащим эссекситам, тем более, что они, как это видно и из данных перечисления анализов, вне сомнения генетически связаны с эссекситовым диабазом.

Как зернистые, так и порфировые разности, переходящие в типичные кварцевые порфиры и порфириты (крупный лакколит Шарка над Кучук-Коем у Алушты, частью Чамны Бурун), отли-

Таблица 32

Химический состав диабазов и кератофиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потеря при прокаливании
1	49,30	0,70	21,01	2,63	6,66	0,20	1,96	5,10	5,27	1,61	4,08
2	46,40	0,44	22,74	4,61	4,88	Сл.	2,05	9,09	3,44	1,04	3,80
3	52,37	1,05	17,42	5,58	2,82	0,14	3,84	6,66	5,55	0,61	1,85
4	62,00	0,45	14,62	5,75	1,93	Сл.	2,07	3,16	5,16	1,37	2,32
5	72,89	0,16	11,28	1,73	1,10	Сл.	0,66	1,80	5,06	1,48	1,55

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	$R_2O:RO$	a	$K_2O:Na_2O$	S	a	c	f	n
1	1,5	3,7	1:2,3	1,64	1:5	59,0	5,5	4,9	9,6	8,3
2	1,3	3,0	1:4,2	1,40	1:5	55,3	3,3	7,7	9,0	8,3
3	1,7	4,3	1:2,7	1,81	1:6	61,4	4,6	3,6	11,8	9,40
4	1,3	5,8	1:1,36	2,7	1:5	69,4	6,6	3,8	9,6	8,55
5	1,3	10,7	5:1	4,6	1:5	82,0	10,6	1,4	8,0	8,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*c/fm*
1	35,9	30,5	15,9	17,8	144	0,51
2	35,3	28,4	25,6	10,7	123	0,90
3	28,9	34,4	20,7	16,0	150	0,63
4	32,0	33,5	12,5	22,0	230	0,37
5	37,5	23,9	5,5	33,1	415	0,60

1. Альбитовый диабаз Кара-Баир. 2. То же. Кара-Хыр. 3. Кератофир (альбитофир). Восточная часть Лименского выхода. 4. Кварцевый кератофир (кварцевый альбитофир) около перевала Ат-Баш-Богаз.

Таблица 33

Химический состав диоритов, порфиритов и других пород

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потеря при прокаливании
6	60,38	16,87	5,73	2,25	6,18	3,25	0,64	3,56
7	58,02	15,76	8,95	3,83	5,75	3,45	0,74	3,25
8	56,61	15,55	12,66	2,07	5,90	3,15	1,07	3,50
9	55,69	14,20	14,20	1,62	8,14	4,01	1,00	3,15
10	56,17	16,50	10,60	2,21	6,97	2,94	0,75	3,01
11	65,97	17,50	2,17	1,20	2,69	4,41	1,76	4,19
12	70,50	15,90	1,03	1,42	1,57	4,90	2,70	1,21
13	71,13	14,16	3,11	1,10	3,45	4,36	2,38	0,47
14	75,02	12,86	1,50	0,95	1,05	5,01	2,28	0,90
15	75,00	14,96	1,12	1,41	0,83	4,83	0,70	1,62
16	56,71	17,92	8,13	4,27	7,67	2,59	0,44	3,22

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
6	1,1	5,0	2,43	1 : 2,82	68,4	3,9	7,2	8,9	8,9
7	1,2	4,5	2,15	1 : 3,10	64,7	3,4	4,9	11,7	8,8
8	0,9	4,0	2,05	1 : 2,5	64,1	9,6	3,7	13,4	8,1
9	1,2	4,4	2,09	1 : 2,47	63,0	3,7	3,2	13,1	8,6
10	1,0	4,0	2,00	1 : 3,29	63,9	3,0	5,8	11,2	8,6
11	0,8	5,5	2,83	1 : 16,1	75,0	9,2	8,4	2,4	7,9
12	5,0	7,0	3,47	1,69 : 1	77,6	11,7	5,2	3,1	7,4
13	1,2	7,4	3,55	1,06 : 1	76,5	8,5	3,8	7,7	7,4
14	1,1	9,1	4,45	2,42 : 1	81,0	12,7	2,2	5,1	7,7
15	0,9	7,9	4,09	1,7 : 1	80,8	11,4	2,0	6,6	9,1
16	1,3	4,2	1,95	1 : 5,2	64,1	2,4	6,4	11,2	8,6

Продолжение табл. 33

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*c/fm*
6	35,7	27,7	23,8	12,8	217	0,86
7	29,3	39,3	19,4	12,0	184	0,49
8	29,8	37,4	20,7	12,1	185	0,55
9	25,6	33,9	26,7	13,8	170	0,79
10	30,5	35,6	23,6	10,3	177	0,66
11	49,7	10,3	13,9	26,1	319	1,35
12	47,5	11,0	8,7	32,8	358	0,79
13	38,0	18,6	17,0	26,4	325	0,97
14	43,0	14,8	6,4	35,8	426	0,43
15	49,3	16,7	5,0	29.0	421	0,30
16	33,8	31,3	23,6	11,3	172	0,75

6. Кварцево-авгитовый диорит (кварцевый эссексит). Мыс Плака. Лакколит. Воскресенский. 7. То же. Аю-Даг. Лакколит. Он же. 8. То же. Там же. Лагорио. 9. То же. Подножие Биюк-Урага. Он же. 10. То же. Чамны Бурун. Он же. 11. Кератофир (микрогранулитовый) Лакколит. Шарка. Он же. 12. То же. Партанит. Он же. 13. Кварцевый кератофир. Там же. Воскресенский. 14. «Липарит». Восточный угол горы Кастель. Прендель. 15. Пехштейн. К юго-западу от горы Кастель. Он же. 16. Кварцевый порфирит. Гора Кастель. Лагорио.

чаются почти одинаковым содержанием ортоклаза и плагиоклаза (олигоклаз-андезина). По этой причине Мейстер относит эти породы к породам монцонитового ряда: кварц выполняет пустоты, очертания плагиоклаза таблитчатые. Близкие к монцонитам, эти породы по Мейстеру близки также и к банатитам, встречающимся в окр. Балаклавы.

Одновременно в ряде мест выступают породы, которые носят характер также кварцевых кератофиров и кератофиров; такие породы, по Лагорио, входят в состав массивов у Партенита, лакколита Шарка и других. Близки к кератофирам также породы, которые Лагорио выделил под названием тавритов. Они представляют гранофировые или сферолитовые натровые липариты, содержащие эгирин и щелочную роговую обманку, близкую к арфведсониту. Они входят в состав массивов Серагоз, Ай-Иори и других в окр. Алушты; обычно они располагаются в краевых частях диференцированных массивов Южного берега, между прочим в районе Артека, в основании западного склона Аю-Дага. Эти породы отличаются большим содержанием кремнекислоты (71—75%) и окиси натрия и иногда переходят в микропегматоидные разности.

Эти массивы то обладают однородным сложением, например, Ай-Иори, Серагоз, то состоят из разнородных пород, например, в массиве Кастели присутствуют как кварцевые авгитовые диориты так и кварцево-пироксеновые порфиры. Местами выступают также основные

породы — типа, близкого к мелафиру или к авгитовым порфиритам; такие породы выступают отдельными дайками небольших размеров на горе Мегаби у Ялты, по Бахчисарайскому шоссе в 2,5 *км* от Учан-Су вверх по дороге и в других местах. Эти породы обычно в значительной степени разрушены.

3. Породы северной полосы

Северная полоса начинается районом Георгиевского монастыря, где, начиная от монастыря и мыса Фиолента, по берегу моря в виде недоступных по большей части с моря скал (к востоку от них) выступают дайки разнообразных магматических пород, окрашенных в беловатые, красноватые, буроватые, иногда и зеленоватые цвета. Эти породы разделяются Лагорио на три группы: 1) кварцевые кератофиры, светло окрашенные, кислые, наиболее распространенные; 2) крупнозернистые кварцево-авгитовые диориты, играющие второстепенную роль, как и 3) темноокрашенные мелафиры; имеются также и вулканические туфы. По Мейстеру, в составе основной массы кератофиров принимают участие мелкие лейсты альбита, обусловливающие пилотакситовую структуру породы; присутствует также кварц в виде не особенно крупных зерен, среди вкрапленников ортоклаз и альбит; они мелки, количество их невелико.

Кварцево-порфировые породы, выступающие в окрестностях Балаклавы и Георгиевского монастыря мелкозернисты, светлосерые, с вкрапленниками андезина, основная масса то гранофировая со сферолитовыми образованиями, то мелкозернистая; эти породы Мейстер сближает с производными адамеллитовой и банатитовой магмы

В районе развития меловых отложений к северу от Балаклавы между дер. Камары и дер. Кадыкой рассеяны глыбы («камни-странники»), образованные мезодацитами, близкими к кератофирам Георгиевского монастыря, кварцево-авгитовыми диоритами и разнообразными гранитами — биотитовыми, роговообманковыми и авгитовыми; Мейстер относит эти породы к банатитам и адамеллитам; по указаниям Двойченко, имеются также и розовые граниты, аплиты и другие породы.

Судя по их химическим особенностям (рис. 21) и по минералогическому составу отдельных типов, они принадлежат к магме, давшей начало ряду пород Южного берега и, следовательно, генетически тесно связаны с ними. Синевато-серые вулканические туфы и туффиты, залегающие среди нижнемеловых отложений между селами Кадыкой и Камары южнее Севастопольского шоссе, изучены Аршиновым; они слоисты, с прослоями лапилли, обладают химическим характером, очень близким, как видно из химического анализа и данных его перечислений, к мелафирам, выступающим в районе Бодрака и Коккоз, около Симферополя и довольно резко отличаются от основных пород Георгиевского монастыря. Возможно, что они являются самостоятельной породой сравнительно с последними, образуя, как думает Аршинов, подводный кратер; извержение носило характер взрыва.

Очень мало изученные пока магматические породы выступают в виде отдельных выходов небольших размеров в районе развития

Химический состав горных магматических пород Северной полосы

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потеря при прокаливании
17	74,09	—	12,48	—	2,15	1,08	0,60	5,01	1,52	2,42
18	74,82	—	13,21	—	0,87	0,71	0,40	4,92	0,66	3,57
19	72,70	—	15,48	—	1,52	1,50	1,71	3,46	3,32	0,92
20	54,10	—	15,91	—	7,18	5,83	6,91	3,76	0,64	3,98
21	49,99	—	15,11	—	14,25	6,04	4,71	3,52	1,42	4,78
22	51,96	—	20,47	—	9,55	4,14	2,27	3,90	2,15	5,63
23	52,37	1,05	17,42	2,82	5,58	3,84	6,66	5,51	0,67	1,85
24	52,61	—	18,94	—	9,60	9,14	3,56	2,62	1,96	3,27
25	61,43	—	17,64	—	7,50	2,08	5,91	3,84	1,08	1,41

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	q	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
17	0,9	9,0	4,6	3,7 : 1	81,9	12,4	3,4	3,7	8,9
18	0,8	9,35	4,8	33,3 : 1	83,2	14,1	1,2	4,7	9,2
19	0,9	7,83	3,9	1,18 : 1	79,0	8,0	2,6	9,4	6,3
20	1,7	4,57	1,9	1 : 4	62,8	3,2	4,2	12,6	9,1
21	1,2	3,52	1,7	1 : 3	57,2	3,0	3,2	13,8	7,9
22	0,8	3,29	1,7	1 : 1,5	61,6	5,1	6,9	8,0	7,4
23	1,7	4,2	1,8	1 : 2,70	62,2	4,8	3,8	11,4	9,4
24	1,2	3,6	1,9	1 : 5	59,0	2,4	6,4	11,2	8,3
25	1,0	4,68	2,3	1 : 2,13	67,3	4,6	6,1	9,3	8,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*c/fm*
17	44,8	15,7	3,9	35,6	453	0,25
18	51,1	11,7	3,0	34,2	494	0,26
19	47,4	17,8	9,4	25,2	377	0,54
20	26,7	40,6	21,2	11,5	155	0,52
21	23,7	47,4	17,3	11,6	133	0,21
22	37,5	32,8	13,7	16,0	161	0,42
23	28,6	38,7	20,0	12,7	148	0,52
24	30,5	34,4	26,8	8,3	144	0,78
25	34,8	29,2	21,2	14,8	206	0,72

17. Кварцевый кератофир. Георгиевский монастырь. (Лагорио) 18. То же Там же. Он же. 19. Гранит окр. Балаклавы. (Лагорио). 20. Кварцевый порфирит. Курпы около Симферополя. (Лагорио). 21. Мелафир. Бодрак. Он же. 22. То же, Карагач между Бодраком и Алмой. 23. Мелафировый туф окрестности Балаклавы. (Аршинов). 24. Мелафир Кобоза. Лагорио. 25. Андезит. р. Алма. (Штукенберг).

нижнемеловых отложений около Шули к северо-востоку от Чоргуна, среди юры около Бия Салы в верховьях р. Марты, на границе мела и юры около Бодрака, в верховьях левого притока р. Алмы, также в ряде мест по р. Алме в области среднего и верхнего течения ее вплоть до горы Черная.

Особенно интересен чрезвычайно мало изученный район развития магматических пород между р. Алмой (Карагачем) на юго-западе и р. Салгиром (окр. Симферополя с Курцами) на северо-востоке. Здесь имеется огромное число выступов разнообразных магматических пород, прорывающих триасовые, нижне- и среднеюрские породы в районе Карагача, Саблов, Курцов, Эски Орды на правом берегу р. Салгира и выше по течению последней реки в обочинах Ялтинского шоссе.

В этом районе проявляются характерные своеобразные особенности условий залегания магматических пород Крыма и их возраста.

Особенно хорошо охарактеризована эта последовательность согласно данным Федоровича между Бодраком и Карагачем. Последовательность образования пород здесь следующая:

1. Отложение сланцев триаса и известняков нижней юры.
2. Внедрение жил порфиритово-диабазовой магмы.
3. Отложение аркозов и песчаников средней юры, и внедрение в них более основных пород.
4. Отложение сланцев келловейского возраста, одновременно эффузия мелафировых потоков по узким и длинным трещинам, со слоями лапилли и бомб до 15 *см* в поперечнике, мощностью до 100 *м*.
5. Эффузия с дайками, перпендикулярными (в Бодраке радиальными) к дайкам порфиритов.
6. Все заканчивается излиянием потока мелафира, до 100 *м* мощности, тянущегося от Кременной горы у Бодрака до подножия горы Лысой на р. Алме при ширине потока до 8½ *км*.

По р. Алме, согласно Лагорио, выступают у Кобоз ближе неопределенные основные породы; выше по реке они чередуются с более кислыми породами — кварцево-авгитовыми диоритами, еще далее последние в районе Бешуя образуют довольно крупный массив.

Далее на северо-восток имеются выходы кислых диоритов в районе Карасу-Баши (к югу от Карасубазара).

По средней линии имеются выходы довольно основных порфиритов в районе Кучук и Биюк Узенбаша и Коккоз, кварцевых диоритов, кислых порфиритов и кератофиров; в районе верхнего течения р. Алмы, также около Суук-Су, к северу от Судака — выступают крупные массы порфиритов.

4. Карадаг

Карадаг располагается на расстоянии около 20 *км* к юго-западу от Феодосии; он представлен сложной группой палеовулканических пород, образовавшихся не одновременно, но в определенной последовательности, то в виде интрузий разного рода, то в виде эффузий, главным образом в виде лав и туфов, частью также брекчий. Эти породы представлены разнообразными типами магматических пород, начиная от основных и кончая кислыми.

В орографическом отношении здесь можно различать две части:

1. Сложного состава береговую цепь, круто обрывающуюся к Черному морю, тянущуюся по берегу с северо-востока на юго-восток; с северо-востока на юго-запад различают следующие части этой горной цепи: хребты Кок-Кая, Магнитный, Хоба-Тепе и Карагач.

2. Отдельно стоящую к северо-западу от берегового хребта Святую гору, достигающую высоты 575 *м* над уровнем моря; она сложена преимущественно палеолипаритами и трассами; основание занимает до 3,5 *км*^{2}.

Кроме того, имеется несколько отдельно расположенных мелких скалистых выходов магматических пород: Большая стена в юго-западном конце Святой горы, в западном конце берегового хребта Шапка Мономаха и Лобовой хребет.

Характер залегания пород Карадагской группы крайне разнообразен. Здесь мы имеем чередование прослоев лав и туфов, некки, дайки, небольшие интрузивные массивы и другие формы залегания.

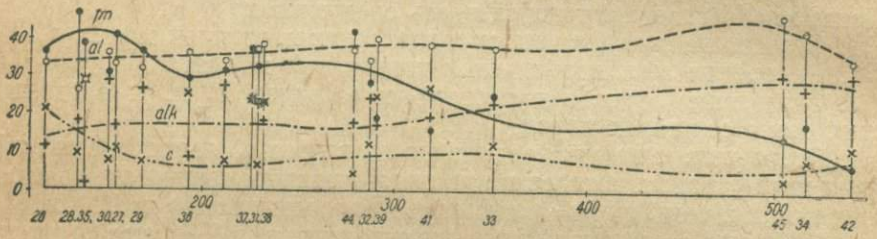


Рис. 22. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Карадага № 26—45.

Судя по характеру туфов, присутствию в них юрских окаменелостей, можно говорить о подводном извержении в данной области и о юрском возрасте этих извержений.

В петрографическом отношении породы крайне разнообразны, от базальтов и до липаритов (табл. 35, рис. 22).

Левинсон-Лессинг разделяет эти породы на три группы разного возраста, в частности палеотипные и кайнотипные; в каждой из этих серий присутствуют породы как кислые, так и основные. Три следовавших один за другим цикла извержений магматических пород следующие.

1. Древнейшая группа, с одним представителем, именно ультракислым оксикератофиром (т. е. кератофиром с избытком кремнекислоты, при отсутствии видимого кварца).

2. Палеотипная серия, охватывающая такие породы, как спилиты, кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры и палеолипариты.

3. Кайнотипная группа, охватывающая базальты, андезиты, андезитодациты, трахиты, дациты, липарито-дациты и, наконец, трассы Святой горы.

Палеотипные породы все от спилитов и до оксикератофиров, содержат один и тот же полевой шпат в числе вкрапленников (альбит или олигоклаз-альбит), что указывает на то, что эти лавы образовались смешением, но не путем дифференциации; характерно также для всех палеотипных лав большое содержание щелочей.

Таблица 35

Химический состав магматических пород Карадага

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
26	36,94	1,02	17,11	1,48	5,70	1,36	2,55	15,95	2,99	0,76
27	52,14	1,08	18,93	7,42	2,00	0,15	4,36	3,60	5,10	0,75
28	45,11	1,67	14,89	6,58	3,49	0,19	5,24	6,27	4,13	3,41
29	52,27	1,14	16,49	4,97	4,54	0,19	2,54	3,42	7,65	0,80
30	59,75	0,72	17,39	3,97	3,44	0,13	1,81	1,96	7,07	1,62
31	60,03	0,94	15,65	4,34	3,33	0,17	2,25	3,31	5,15	1,58
32	64,78	0,66	13,20	3,91	2,43	0,10	1,85	2,92	3,36	3,53
33	69,32	0,55	12,77	2,31	1,37	0,06	1,31	2,61	2,54	3,51
34	70,99	Следы	10,08	2,45	0,24	Следы	0,41	1,65	2,72	2,08
35	49,47	0,48	18,54	4,55	3,92	0,59	4,75	10,15	0,56	0,25
36	58,23	0,34	19,00	2,95	4,88	Следы	1,88	7,68	1,91	1,16
37	55,86	1,03	15,97	5,86	2,84	—	1,84	5,79	4,74	2,26
38	60,45	0,73	17,31	2,10	3,16	0,12	1,11	5,56	3,60	0,72
39	66,81	0,39	16,77	2,04	2,03	0,12	0,89	4,95	2,95	1,65
40	58,32	0,56	16,25	2,94	2,99	0,13	2,61	1,92	1,24	9,78
41	69,38	0,43	14,18	2,10	1,62	0,17	0,18	5,47	3,48	1,44
42	71,11	—	10,36	0,84	—	—	0,30	1,65	3,56	1,24
43	73,39	0,10	9,91	0,20	0,29	0,02	0,15	1,75	3,06	0,98
44	62,92	0,60	14,36	4,39	2,30	0,08	2,39	0,74	0,94	5,19
45	74,83	0,12	12,18	0,80	0,50	0,06	0,75	0,69	1,00	6,62

	Перечисления по Левинсону-Лессингу				По Озанну				
№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$RO_2 : RO$	S	a	c	f	n
26	1,86	3,48	1,42	1 : 4,8	55,0	3,2	6,4	10,4	6,7
27	1,90	4,00	1,76	1 : 2,2	62,4	4,4	2,8	12,8	9,0
28	1,79	4,01	1,67	1 : 2,1	58,1	5,0	2,0	13,0	6,5
29	1,52	4,40	2,00	1 : 1,2	64,3	7,4	1,8	10,8	6,9
30	1,36	5,10	2,22	1 : 1	68,7	8,2	2,2	9,4	8,7
31	1,13	5,25	2,54	1 : 1,1	71,0	6,6	1,6	11,8	8,3
32	1,42	7,02	3,17	1 1,4	74,3	6,8	2,8	10,4	5,9
33	1,24	8,27	3,90	1 : 1,2	78,3	7,6	4,0	8,4	5,3
34	0,88	10,30	5,34	9 : 1	85,0	9,2	3,0	7,8	6,7
35	1,49	3,90	1,74	1 : 3,0	58,4	0,6	7,8	11,6	7,5
36	1,38	4,74	2,16	1 : 5,5	66,5	2,6	7,6	9,8	7,2
37	1,5	4,81	2,14	1 : 1,8	66,0	5,4	3,2	11,4	7,6
38	1,29	5,51	2,47	1 : 3	70,5	5,0	7,4	7,6	8,8
39	1,24	6,61	3,14	1 : 2,1	74,4	5,6	7,6	6,8	7,4
40	1,49	5,45	2,47	1 : 3	68,3	7,4	2,0	10,6	1,6
41	1,30	7,60	3,53	1 : 1,7	76,9	6,2	6,3	7,5	7,7
42	1,00	11,10	5,58	1 : 9,1	84,7	11,9	5,1	3,0	8,1
43	1,02	13,80	6,17	5 : 1	85,4	11,0	5,8	3,2	8,2
44	1,05	6,20	3,08	1 : 1,5	75,5	4,8	0,9	14,3	2,1
45	1,0	10,00	5,01	2,3 : 1	83,4	11,2	1,4	7,4	1,8

Данные перечисления по методу Ниггли

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*c/mf*	*qz*
26	32,5	35,0	21,7	10,8	119	0,62	— 24
27	32,8	40,9	10,4	15,9	153	0,25	— 11
28	25,0	46,7	9,0	18,3	134	0,19	— 39
29	31,3	36,7	6,6	25.4	168	0,18	+ 32
30	35,7	29,6	6,9	27,7	150	0,23	— 61
31	37,4	33,6	6,0	23,0	229	0,17	+ 37
32	34,4	28,5	12,6	24,5	288	0,44	+ 90
33	38,2	25,2	12,8	23,8	353	0,51	+ 158
34	43,2	18,8	9,2	28,8	516	0,50	+ 301
35	29,7	38,7	29,6	2,0	134	0,76	+ 26
36	36,8	29,8	24,8	8,6	192	0,28	+ 58
37	37,6	37,7	24,7	24,0	227	0,66	+ 31
38	38,7	23,1	22,9	15,3	230	0,99	+ 69
39	40,3	19,7	23,1	16,9	291	1,17	+ 123
40	34,5	31,4	7,3	26,8	211	0,23	+ 8
41	38,3	15,1	27,0	19,6	319	1,79	+ 141
42	46,4	8,2	13,2	32,2	540	1,60	+ 320
43	48,5	6,0	15,5	30,0	841	2,6	+ 621
44	36,7	41,2	3,9	18,4	280	0,09	+ 108
45	49,0	15,2	4,6	31,2	503	0,27	+ 283

26. Спилит. Карагач, побережье у ванн. 27. То же. Карагач. 28. То же. Гриб у подножия Карагача со стороны моря. 29. Кератофир. Гяурбах. 30. То же. Карагач. 31. То же. Иван Разбойник. 32. Оксикератофир. Хоба-Тепе. 33. То же. Там же. 34. Палеолипарит. Святая гора. 35. Базальт. Святая гора. 36. Андезит. Чертовы Камни. 37. Андезитотефрит (щелочной андезит) Сердоликовая бухта. 38. Андезитодацит. Зеленый овраг. 39. Дацит. Карагач. 40. Трахит. Хоба-Тепе. 41. Липаритодацит. Пирамида перед стеной. 42. Трасс. Святая гора, южный склон. 43. То же. Там же. Каменоломня. 44. Зеленый туф. Святая гора. 44. То же. Там же.

Преобладающие оксикератофиры и играющие подчиненную роль кератофиры образуют значительную часть хребтов Карагач, Хоба-Тепе и Большой Стены, отчасти и Магнитного хребта. Это палеотипные лейкократовые породы с признаками автопневматолиза. Вкрапленники состоят из свежего альбита или кристаллов лабрадора, автопневматолитическим путем преобразованных в альбит; благодаря их расположению группами получается иногда гломеропорфировая структура. Основная масса то плотная без лейст, то богата лейстами (палеотрахитовая); редко присутствуют мафические минералы (авгит). Содержание кремнекислоты разнообразно, от 58% до 73%; в оксикератофирах, несмотря на большое содержание кремнекислоты, кварц не виден. Эти породы химически близки к натровым трахиандезитам.

Спилиты и кератоспилиты образуют сравнительно узкую прибрежную полосу хребта Карагач и довольно большой участок северо-восточного конца хребта Хоба Тепе; они характеризуются мандельштейновой структурой, образованием потоков шаровых лав. Эти лавы частью отличаются большим содержанием окиси натрия и тогда они альбитовые, иногда более богатые калием и тогда с ортоклазом. Мин-

далины в них выполнены либо кальцитом, либо хлоритовым веществом.

К кератоспилитам Левинсон-Лессинг относит частью шаровые и мандельштейновые породы, содержащие много натрия, и среди полевых шпатов альбит, приближающиеся то к кератофирам, то к спилитам; химически спилиты близки к эссекситовой магме. В геологическом отношении они характеризуются как подводные лавы.

Палеолипариты, образующие значительную юго-восточную часть Святой горы, белые, литоидные, бедные мелкими вкрапленниками породы, также палеотипные; к ним близки тавриты Лагорио, отличающиеся большим содержанием железа; под микроскопом они литоидные или же флюидально-полосатые, зернисто-фельзитовые или же микролитовые витрофельзитовые, цветные минералы отсутствуют; в общем они состоят, судя по пересчету, из 58% полевого шпата и 41% кварца. Химически близки к оксикератофирам.

Кайнотипные более молодые магматические породы интрудируют палеотипные большей частью в виде даек и неков. Большая часть их представлена андезитами, обыкновенными, частью щелочными или трахиандезитами; дациты и базальты среди них играют подчиненную роль.

Андезиты — обычно черные порфировые кайнотипные породы; они развиты главным образом в северо-восточной части прибрежного района и, кроме того, по всему Карадагу в виде отдельных мелких выходов. Они в различной степени стекловаты, иногда шаровые. Вкрапленники принадлежат лабрадору различного состава; отличить от них щелочные андезиты возможно только по химическому анализу, как и дациты, развитые вместе с андезитами в северо-западной части прибрежной полосы, где они образуют вместе с андезитами хребты Магнитный и Кой-Кая. Во всех этих породах проявляется склонность к образованию стекловатых структур, что указывает на быстроту охлаждения. Базальты встречаются, как исключение, мелкими массивчиками в западной части Карадага. Это черный интерсертальный безоливиновый базальт.

Кератофировые породы Хоба-Тепе пересекаются жилами пофировых липаритодацитов, фенокристы которых принадлежат лабрадору; основная масса их фельзитовая или же стекловатая. Одна из этих жил особенно выделяется в рельефе и носит название «Стена Лагорио».

Имеются также обломочные породы — вулканические туфы и брекчии.

В северо-западной части Святой Горы развит трасс — плотная афанитовая порода, частью брекчиевидная, местами с ксенолитами андезитов и липаритодацитов, протопневматолически сильно гидратизированная (не менее как на 130 *м* глубины по данным бурения). Она отличается большим содержанием кремнекислоты (около 78%) и большой потерей при прокаливании (до 11,3%); содержит значительно меньше щелочей, чем кератофиры, обладает кайнотипным характером, содержит халцедон и мало кварца. Характерно для нее содержание гидратной кремнекислоты, вероятнее всего опала, или гидратизированной стекловатой основной массы. Структура под микроскопом то литоидная, то флюидальная в общем стекловатая, с редкими лейстами полевого шпата; вкрапленники почти отсут-

ствуют. Литоидные разности, мелкоаггретатные, состоят из кварца и полевого шпата. Мафические минералы отсутствуют. Трасс частью чрезвычайно сильно обогащен кремнекислотой.

5. Возрастные отношения магматических пород Крыма

Во всех частях Крыма магматические породы характеризуются тем, что они прорезают триасовые и нижнеюрские породы и, следовательно, моложе их. Такая картина наблюдается как в западном Крыму, так и в восточном, в частности особенно хорошо изученном районе Карадага.

В то же время нигде не наблюдается, чтобы магматические породы прорезали верхнеюрские известняки и достигали бы нижнемеловых отложений. Исключение составляет нахождение вулканических туфов и туфитов среди нижнемеловых отложений между Балаклавой и Севастополем, но и этот случай является сомнительным и пока недоказанным (Аршинов).

Опираясь на данные Д. В. Соколова, изучавшего Карадаг и его окрестности с геологической стороны, и на свои собственные наблюдения, Моисеев считает, что вулканическая деятельность на Карадаге проявилась главным образом во время доггера (байоское и батское время) и быть может келловейское, и связан с так называемой им яйлинской дислокацией (между нижним келловеем и лузитанским временем).

Однако и тут в течение времени извержений происходила смена вулканических процессов тектоническими, и смена извержения магм неодинакового характера. Левинсон-Лессинг дает такую схему возрастных отношений магматических пород Карадага в виде вулканических циклов:

I. Гипотетический цикл	II. Палеотипный цикл	III. Кайнотипный цикл
	Спилиты	Базальты
	Кератоспилиты	Андезито-базальты
	Кератофиры	Андезиты
		Андезито-дациты
	Оксикератофиры	Дациты
		Липарито-дациты
Ультракислый	Палеолипариты	Неолипариты
		Трассы (липаритиды)

Преобладающую роль играют палеотипные породы сравнительно с кайнотипными; среди первых наиболее распространены оксикератофиры, среди вторых — липарито-дациты, затем андезиты.

Обобщение относительно характера извержений и возраста всего Крыма дал Федорович (1927).

Согласно ему, в Крыму имели место две, следовавшие одна за другой, фазы извержений:

1. Интрузия средних и более кислых пород;
2. Эффузия основных и отчасти кислых пород.

В период от верхнего лейаса и до бата образовались все крымские интрузии в виде лакколитов и многочисленных штокообразных и жилообразных залежей диоритов, диабазов и порфиритов.

Что касается эффузий Крыма, которых имелось большое число, крупнейшие из которых находятся в районе Карадага, Георгиевского монастыря, годы Хыра и Пиляки, Верхней Качи и ряда других мест, то они относятся ко времени от бата до келловея, быть может и оксфорда.

6. Химические особенности крымских пород

Общий характер горных пород Крыма указывает на общность происхождения всех пород — возраст их в сущности одинаковый, и лишь в интрузиях и эффузиях отдельных типов или групп наблюдается некоторая последовательность во времени. Минералогически они очень сходны друг с другом; судя также по данным химических анализов и их перечислений по методу как Левинсон-Лессинга, так и Ниггли, обнаруживают тесную генетическую связь.

Можно говорить об одной петрографической провинции на всем протяжении Крыма от Севастополя до Феодосии. Характерно разделение горных пород западного Крыма, вытекающее из данных перечислений по системе Ниггли, на диаграмме, где на абсциссе нанесены числа *si*, на ординате — *al*, *fm*, *c* и *alk*.

Видно, что наиболее богатые кремнекислотой, как и наиболее бедные ею породы, находятся в западной части Крыма, причем между этими группами имеется резкий перерыв; породы Карадага как бы заполняют этот промежуток; ряд пород Карадага обладает составом, промежуточным между двумя группами пород западного Крыма.

Особенности района Крымской петрографической провинции прежде всего выражены в том, что в них обычно Na_2O преобладает над K_2O, в результате чего получается сильное развитие альбита в этих породах. Это особенно резко проявляется в западной части Крыма, где развиты палеотипные породы, в которых в значительной степени развиты вторичные минералы (хлорит, эпидот, серицит, цоизит и другие); это отразилось и на процессах преобразования плагиоклаза в альбит; характерно и почти полное отсутствие здесь ортоклазовых пород.

Отношение Na_2O к K_2O по Южному берегу близко к 5 : 1, как и в области второй полосы в западной ее части (Севастополь — Симферополь).

В районе Карадага проявляются значительно большие колебания в отношении $Na_2O : K_2O$ в одних породах до 15 : 1 (некоторые спилиты), в ряде случаев это отношение спускается до 2 : 1 и до 1 : 1 и как исключение до 0,3 : 1 (зеленые туфы Святой Горы). Это связано с развитием здесь ортоклазовых пород. В общем можно охарактеризовать породы Крыма как приближающиеся к натровым; однако, для них характерно почти полное отсутствие натровых амфиболов и пироксенов, свойственных типичным натровым породам, за немногими

исключениями (тавриты Лагорио); в тщательно изученном вулканическом районе Карадага из пород, близких к щелочным, встречен только андезитотефрит, однако, без характерных для натровых пород минералов.

Обычно присутствует значительное количество CaO. Отношение MgO : CaO характерно тем, что в районе Южного берега между Лапси и до Алушты резко выражено преобладание CaO над MgO (обычно 1,5 : 1 — 3 : 1); только в редких случаях (например, в некоторых породах Кастели, Партенита) наблюдается некоторое преобладание MgO (1 : 0,4 — 1 : 0,8).

Иное наблюдается в районе Севастополь — Симферополь, где, наоборот, преобладает MgO над CaO (1 : 0,3 — 1 : 0,9) и лишь в некоторых случаях наблюдается обратное (район Алмы по старому анализу Штукенберга и туфы около Балаклавы).

В районе Карадага наблюдаются значительные колебания отношения MgO : CaO: в одних породах преобладает CaO в других MgO.

В районе Карадага наблюдается отношение:

$MgO > CaO$: спилиты, кератоспилиты, частью кератофиры, частью дациты, полностью трахиты, следовательно, аналогично северной вулканической линии западного Крыма.

$MgO < CaO$: большая часть оксикератофиров, палеолипариты, базальты, андезиты, андезитгефриты, андезитодациты ,дациты (частью), липаритодациты, трассы, т. е. аналогично тому, что наблюдается в районе Южного берега, где преобладание MgO над CaO является исключением.

Таким образом, в ряде отношений Карадагская группа соединяет химические черты магм как южной, так и северной линий западной части Крыма, что, как мы видим, вытекает и из сопоставления данных перечислений по Ниггли.

Средний состав по Левинсону-Лессингу соответствует андезитодациту и банатиту, точнее кварцевому диориту.

$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O : RO$
1,52	5,67	2,60	1 : 1,78

Состав крымских пород в ряде отношений приближается к группе казбекских пород, но резко отличен от группы пятигорских пород, как видно из прилагаемой проекции данных перечисления по Ниггли.

Средний состав магмы крымских пород характеризуется как кварцево-диоритовый. В ряде случаев интрузии его происходили по всем признакам без сколько-нибудь крупных контактовых изменений пород, как это наблюдалось В. И. Лучицким в районе Аю-Дага, также позже Зайцевым и другими.

7. Полезные ископаемые

В связи с малым содержанием минерализаторов стоит и то, что магматические породы почти не сопровождаются полезными ископаемыми (пневматолическими или гидротермальными).

Встречены лишь минералогические находки свинцового блеска на Аю-Даге; он же найден В. И. Лучицким в районе Эски-Орды около

Симферополя, где одновременно присутствует и примесь кадмиевой обманки.

В двух местах встречены кристаллы и прожилки датолита (кальциевого боросиликата) в виде прекрасных кристаллов; Поповым встречены частью фиолетовые кристаллы на Карадаге, В. И. Лучицким — прожилки белого зернистого датолита в туфовых породах горы Хыра в каменоломне у шоссе между Лименами и Кикенеизом; здесь им же обнаружены друзы великолепных водянопрозрачных богатых гранями кристаллов, на первый взгляд сходных с горным хрусталем (описаны Гриневым).

Это почти полное отсутствие полезных ископаемых, связанных с глубинными и полуглубинными породами, чрезвычайно характерно для Крыма; типичные излившиеся породы и их туфы почти совершенно лишены признаков полезных ископаемых.

Главнейшая литература по петрографии Крыма

1. Аршинов. О вулканических туфах между Балаклавой и Севастопольским шоссе в Крыму. Моск. об. исп. прир., 1905, т. 6, стр. 11.

2. То же. О вулканических туфах окр. Балаклавы. II. Об эрратических валунах окр. Балаклавы. «Изв. Петр. ин-та «Литогеа», 1910, № 1.

3. Гринев. Месторождение датолита на г. Хыр в Крыму. Изв. Ак. Н., 1925.

4. Двойченко. Стратиграфия Крыма. Ч. I, 1927, Крым, Об. ест.

5. Лагорио. Vergleichend-petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym. 1880.

6. Он же. О кристаллических сланцах, впервые найденных в Крыму. «Тр. Варш. об. ест.», 1894—95, т. IX, прот. 3—6.

7. Он же. К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологической роли. «Зап. Варш. универ.», 1887, № 5, стр. 1—16, № 6, стр. 17—48.

8. Он же. Itineraire géologique d'Alouchta a Sebastopole par Jalta, Baktchisaraj et Mangoup-Kalé. Guide du VII Congrès Géol. Int., 1907.

9. Он же. Itineraire géologique par le Karadag. Там же.

10. Левинсон-Лессинг и Дьякова. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд. Ак. наук СССР, 1933.

11. Лучицкий. Глинистые сланцы Крыма и один из контактов их с изверженными породами. «Зап. Киев. общ. ест.», 1904, т. XIX, стр. 26—29.

12. Лучицкий. Свинцовый блеск в Крыму. Изв. Ак. Наук, 1923.

13. Мейстер. Материалы по петрографии Крыма. ИГК, т. XXVII, № 10, стр. 669—705, 1908.

14. Прендель. Кристаллические породы г. Кастель и прилегающей к ней местности. Новор. об. ест., 1886, т. XI, вып. 1.

15. Торсуев. К петрографии Крыма. Некоторые породы окрестностей Балаклавы и Георгиевского монастыря. Изв. С.-Пб. пол. ин-та», 1915.

16. Федорович. О возрастных соотношениях изверженных пород Крыма. Изв. Ак. Н., 1927.

17. П. Н. Чирвинский. К вопросу о возрасте вулканических извержений в Крыму. «Ежег. по мин. и геол. России», т. XV, 1914.

18. Штукенберг. О кристаллических породах Крыма. «Тр. Спб. об. ест.», 1874, т. V, вып. 2, 32—33.

19. Щербаков. Материалы по петрографии Крыма. I Лименский выход изверженных пород. «Изв. Спб. пол. инст.», 1914, т. XXI.

20. Он же. То же. II. Зеленокаменные породы Алупки. 1915. Юбилейный сборник.

Глава V

КАВКАЗ (Центральный и Северный)

1. Общие замечания

Кавказ отличается чрезвычайно разнообразным геологическим строением и рядом характерных черт. Основной особенностью его является то, что, по терминологии акад. Архангельского, он относится к области кайнозойских горных сооружений. В строении его принимает участие непрерывная серия пород всех возрастов, начиная от докембрия и кончая новейшими третичными и четвертичными отложениями. Присутствие докембрия в районе Кавказа установлено в связи с нахождением, в частности в окрестностях Кисловодска, среди толщи, относившейся к верхнему силуру, кембрийских окаменелостей; кембрийские слои открыты и в районе Закавказья.

В районе Северного Кавказа к докембрию принадлежит свита гнейсов, кварцитовидных пород со слюдой и полевыми шпатами, амфиболитов, сланцев роговообманковых, андалузитовых и других.

Эта свита интрудирована красными гранитами. К докембрию относится также мощная свита главным образом докембрийских гнейсов, прорванных серыми и красными гранитами в районе Кубани, Лабы и Белой; в Закавказьи в районе Дзирульского массива между бассейнами Риона и Куры имеются и серые биотитовые порфировидные граниты.

К докембрию относятся также граниты Главного Кавказского хребта или центральные граниты, которые прослеживаются, начиная на северо-западе от р. Лабы и р. Белой и на юго-востоке до бассейна Терека. Красные граниты северного склона Главного хребта (р. Малка, верхняя Кубань, р. Белая) одни геологи (Архангельский, Лодочников), относят к докембрию, другие (Агалин, Герасимов) — к девону, связывая их с каледонской дислокацией.

Отложения несомненного кембрия развиты в бассейне р. Малки около Кисловодска, также в Закавказьи в районе Сурамского массива между бассейнами рек Куры и Риона.

Присутствие мало метаморфизованных силурийских пород (песчаников, глинистых сланцев, известняков и других) установлено в окрестностях Кисловодска. Мало изучены силурийские слои, в значительной степени метаморфизованные, в бассейне Кубани. Силурийские слои имеются по всем признакам в районе Сурамского массива;

в районе бассейна р. Аракса в Армении они представлены несогласно покрываемыми среднедевонскими породами, — кварцитами и глинистыми сланцами.

Принято было считать, что в районе Главного Кавказского хребта девон отсутствует. Агалин (1929), однако, установил в верховьях р. Кубани присутствие девонской свиты, до 2,000 *м* мощности, слабо метаморфизованных пород, пока мало изученных.

Хорошо палеонтологически охарактеризованные девонские отложения пользуются довольно широким распространением в ряде мест Закавказья, где в районе оз. Севана, также в бассейне р. Аракса в Америки, они представлены главным образом известняками, переслаивающимися с темными битуминозными глинистыми сланцами.

Каменноугольные отложения, присутствие которых в Главном Кавказском хребте установлено только в 1916 г., развиты в верховьях Кубани и ее притоков Лабы, Урупа, Б. Зеленчука и других и прослеживаются до Эльбруса и Казбека. На южном склоне каменноугольные отложения встречены также в довольно широком развитии в бассейне р. Ингура и Цхенис-Цхали к югу от Эльбруса. В Закавказьи они развиты в бассейне р. Аракса (песчаники, глинистые сланцы, известняки).

Нижнепермские отложения развиты в верховьях р. Кубани и ряда ее притоков, также в верховьях р. Гизель-Дона в бассейне р. Терека. Мергеля нижнепермского возраста имеются в окрестностях Джульфы в Армении.

Триасовые отложения присутствуют на Кавказе в верховьях рек Лабы и Белой, где они залегают трансгрессивно на породах различного возраста, начиная от докембрия и до нижнепермских; внизу они песчано-глинистые, в верхней части известняковые.

В Закавказьи триасовые мергеля и известняки, мощностью до 90 *м*, залегают около Джульфы в бассейне Аракса на нижнепермских породах.

Все только что рассмотренные породы от докембрия и до триаса характеризуются тем, что они выступают только отдельными, сравнительно не крупными участками, иногда вытянутыми по простиранию; по большей части они покрыты более юными отложениями, начиная от юрских. Эти более юные слои почти полностью покрывают их, скрывая под своими мощными покровами, причем в этом перекрытии принимают участие как осадочные породы, так и, главным образом в Закавказьи, излившиеся.

Начиная с нижней юры в районе Главного Кавказского хребта и Закавказья, осадочные и магматические породы этого более юного возраста занимают огромные пространства и прикрывают все более древние породы почти полностью, что чрезвычайно характерно для Главного Кавказского хребта и Закавказья.

В районе Главного Кавказского хребта юрские отложения представлены всеми тремя отделами юры — нижним, средним и верхним. Это главным образом песчано-глинистые породы, и в основании местами конгломераты. Верхняя юра представлена в значительной своей части известняками и доломитами. Недавно считавшиеся палеозойскими, мощные глинистые сланцы, развитые в особенно крупных массах в восточной части Главного хребта, в настоящее время признаны образованиями юрского возраста.

На южном склоне Главного хребта развиты, как показали исследования Мефферта (1930), мощные, до 1 200 *м*, отложения вулканических туфов и вообще туфогенных пород, а также и зеленые сланцы, являющиеся продуктами метаморфизации этих туфов и связанных с ними порфиритов.

Местами, как, например, в Ткварчелах или Тквибули, среднеюрский отдел заканчивается угленосной свитой.

В Закавказьи отложения нижней и средней юры пользуются широким распространением. Мощные нижне- и среднеюрские слои, состоящие из песчано-глинистых и других пород, частью в значительной своей массе туфогенных разнообразного характера и изверженных, образуют большую часть Малого Кавказа и тянутся на значительном протяжении от района, расположенного к северо-западу от железной дороги Тифлис — Эривань и медного месторождения Алаверды далее на северо-запад, прикрываясь вулканическими полями андезитово-базальтовых лав, на юго-восток достигают в верховьях р. Аракса турецкой границы и входят в состав горного Карабаха.

Отдельная полоса юрских отложений имеется в Зангезурском медном районе севернее Ордубада, на юго-восток они подходят к турецкой границе.

Верхнеюрские породы развиты в крупных массах двумя полосами по обе стороны от Главного хребта и отдельными участками в Закавказьи. Они характеризуются в нижней своей части песчаниковым характером, а в верхней известняковым.

Юрские отложения представляют большой интерес в особенности потому, что в нижне- и среднеюрское время вулканические процессы дали большое количество интрузий и эффузий разнообразных магматических пород, а также огромные массы пород, являющихся туфогенными.

Меловые отложения занимают значительные площади как в Главном хребте, так и в Закавказьи, окаймляя области развития юрских отложений, с преобладанием в нижнем мелу песчаноглинистых отложений над известняково-мергелистыми и со значительным преобладанием известняково мергелистых пород в верхнем.

В Армении наряду с известняками и другими породами, по данным Паффенгольца и другим, видную роль в составе верхнемеловых отложений играют также туфогенные образования, достигающие местами исключительной мощности.

Имеется полная серия также и третичных пород как нижнетретичных, так и верхнетретичных, выступающих, в общем, по обе стороны Главного Кавказского хребта, между ним и Малым Кавказом и далее на юго-западном склоне и в котловине, расположенной далее на юго-запад от Малого Кавказа. Среди них, в особенности в Закавказьи, виднейшую роль играют туфогенные и излившиеся породы и их туфы. Местами, например, в районе нижней части течений таких рек, как Кура и Аракс на востоке Закавказья, Рион на западе, Кубань, Кума и Терек на севере — развиты мощные, частью чрезвычайно мощные четвертичные, главным образом аллювиальные, отложения. В ряде мест играют видную роль мощные ледниковые отложения.

Огромную роль в строении отдельных частей Кавказа играют магматические породы, в особенности в районе Закавказья.

Область развития магматических пород в Главном хребте приурочена главным образом к центральной части его, частью же эти породы развиты отдельными участками и в области северного и южного склонов этого мощного хребта.

Выходы изверженных пород прослеживаются с перерывами по главному хребту, на протяжении почти 900 *км*, причем они преимущественно представлены глубинными породами главным образом гранитами. Главная масса гранитов выступает в районе между верхним течением р. Белой на северо-западном конце области развития этих пород и Военно-Грузинской дорогой — на юго-восточном.

Крупный гранитный массив имеется и на южном склоне Главного хребта между Чиатурой и Сурамом (Дзирульский массив). Здесь же развиты местами гипабиссальные и жильные породы более основных магм, вплоть до габбро-перидотитовой, в частности ультраосновной (серпентиниты с хромитами района р. Белой и др. мест). Местами имеются крупные массы излившихся пород, преимущественно среднего состава (андезитового). К числу таких мест относятся районы Эльбруса, Казбека, районы к северо-западу от Шемахи и др. Имеется ряд небольших областей выходов таких же пород по юго-западному склону Главного хребта — например в районе Цхинвали и др.

Резко отличается от этого района область Закавказья в том отношении, что к юго-западу от долины рек Риона и Куры располагается огромная область развития крайне разнообразных магматических пород. Среди этих пород имеются как глубинные породы — гранитные, гранодиоритовые и диоритовые породы северного склона Малого Кавказа (рудоносный район Кедабека, Дашкесана и др.), в районе горного Карабаха, Ахальцыха и др., так и глубинные и абиссальные породы габбро-перидотитового ряда — район северного склона Малого Кавказа и главным образом район, начинающийся на середине северо-восточного берега оз. Севан (Гокча), тянущийся далее на юго-восток до турецкой границы у Солтанлы.

Сильно развиты крайне разнообразные эффузивные породы, среди которых особенно широко распространены породы среднего состава, представленные разнообразными андезитами, частью также дацитами и переходными типами, с одной стороны, к базальтам, с другой, — к липаритам и их стеклам; не меньшую роль играют также и базальты, занимающие значительные пространства.

В связи со степенью вязкостью магмы, различен характер выходов эффузивных пород на поверхности земли. В областях развития более вязких андезитовых лав (вообще средних пород) имеются конусообразные формы залегания эффузивных пород, например, угасшие вулканы — Эльбрус, Казбек и другие в области Главного хребта, Алагез в Закавказьи; наоборот, там, где развиты базальты, имеются более или менее ровные поверхности, залитые базальтовыми лавами.

Характерно то, что излившиеся породы, обладающие очень юным возрастом, вплоть до почти современного третичного и послетретичного, заливают огромные площади Закавказья, покрывая вне сомнения значительные площади развития глубинных и гипабиссальных кислых и основных изверженных пород, обуславливая тем самым и характер рудоносности этого района Закавказья, с обильными излившимися породами и сравнительно малым развитием месторождений металлов (железа, меди, свинца, цинка и других). С другой

стороны, в районе Центрального Кавказа, излившиеся породы развиты сравнительно слабо, почти не прикрывая более древние рудоносные глубинные магматические и осадочные породы, находящиеся в контакте с последними, но зато глубинные и их контакты часто прикрыты мощными более юными отложениями, которые здесь размыты пока далеко не на такую глубину, чтобы вскрыть все места нахождения рудоносных магматических пород в крупных размерах; последние также выступают только в отдельных участках сравнительно небольших размеров, аналогично тому, что наблюдается в районе Закавказья, но, как видим, по другим причинам.

Рудоносные породы в районе Центрального Кавказа на больших пространствах недоразмыты, в районе Закавказья если и размыты до достаточной глубины и площадного распространения, то зато залиты мощными излившимися породами.

2. Глубинные магматические породы центрального и Северного Кавказа

В районе Главного Кавказского хребта часть глубинных пород представлена древнейшими докембрийскими гранитами и гранодиоритами. Среди них особенно хорошо изучены глубинные породы Дарьяльского и Садонского массивов, отделенных один от другого значительным расстоянием. Имеется ряд аналогичных массивов и далее на северо-запад, вдоль линии Главного хребта, на протяжении свыше 250 *км* вплоть до р. Белой и высот Фишта и Оштена. Они всюду тесно связаны с докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, которые они прорывают, нигде не достигая эопалеозоя, представленного местами типичным верхним кембрием. Судя по тому, что в нижних частях эти граниты и гранодиориты приобретают полосатую структуру и частью незаметно переходят в гнейсы, они образуют не батолиты, а лакколиты. Интрузии их обладали огромными размерами. Теперь они сохранились в виде отдельных массивов, вытянутых вдоль Главного хребта.

Дарьяльский массив гранита, пересекаемый р. Тереком, распадается на несколько отдельных массивов, из которых наиболее крупные северный — Дарьяльский (4 × 8 *км*) и южный — Гвилетский или Кистинский (8 × 1 *км*) со знаменитым Кистинским ущельем. Преобладающее мнение геологов и петрографов (Белянкин 1914, Е. А. Кузнецов 1930, Ренгартен 1932 и др.), что граниты эти докембрийские. В контакте с ними осадочные породы не испытывают никаких изменений. Состав всех этих гранитных массивов очень однообразный; среди них присутствуют многочисленные шлиры и жилы аплитов, генетически связанных с гранитом. Однородность нарушается дайками чуждых ему амфиболитовых микродиабазов и порфиритов без контактных изменений на границе их с гранитом, что указывает на то, что к моменту этих интрузий граниты еще не остыли.

Гранит крупнозернистый с наклонностью к порфировидной структуре (Кистинское ущелье); состоит из кварца, микроклин-пертита (в Дарьяльском граните его всего до 13,5%, в Кистинском — еще меньше) и плагиоклаза (около 35%), обычно сильно соссюритизированного, и частью хлоритизированного биотита. Местами гранит пере-

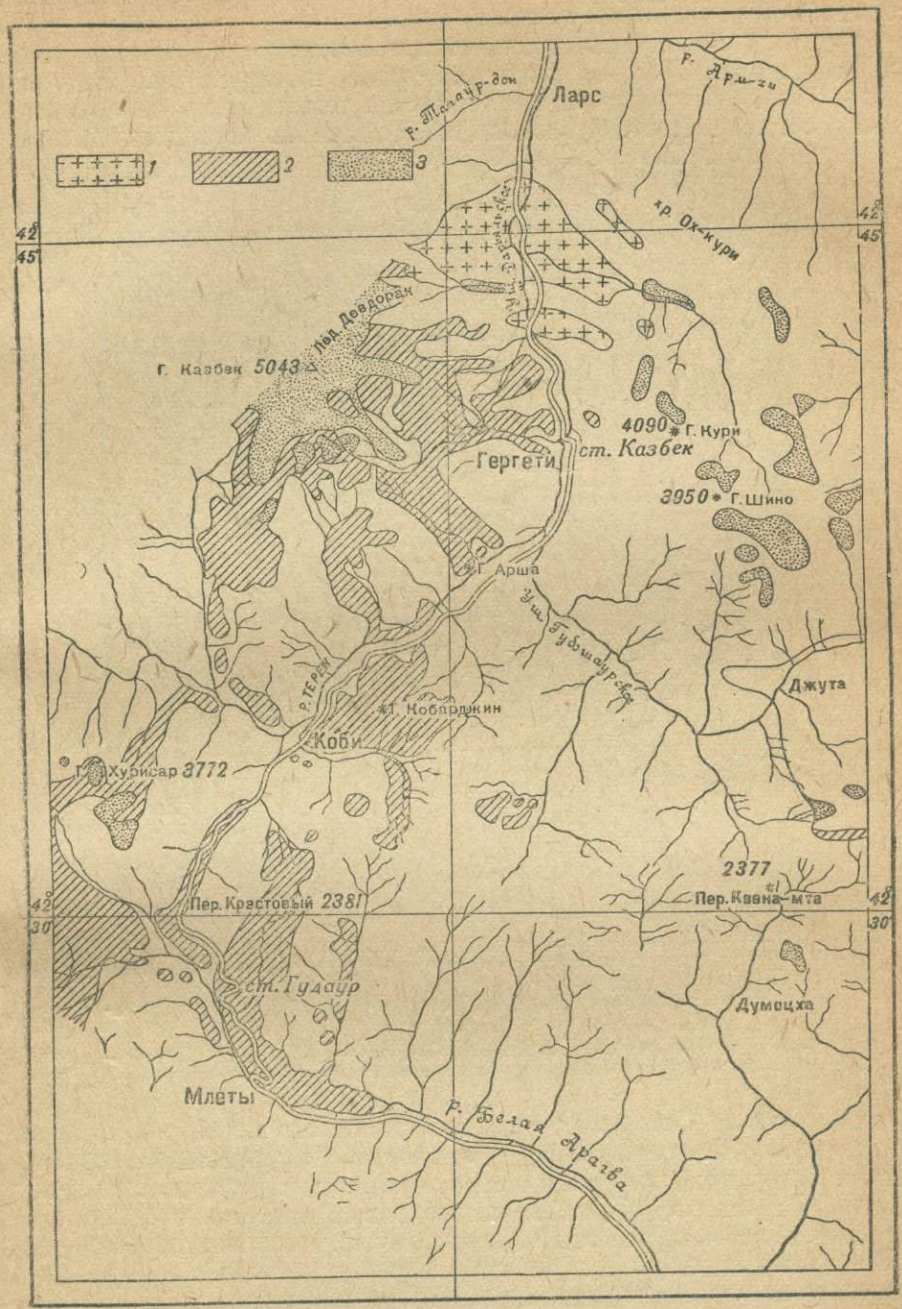


Рис. 23. Интрузии и эффузии окрестностей Казбека и Дарьяльского ущелья.
1—граниты; *2*—лавы Казбека; *3*—ледники.

ходит в гранодиорит, а также и в кварцевый диорит. Часто он сильно спрессован и иногда без изменения химического состава переходит в милонит.

Крупный Садонский гранодиоритово-гранитовый массив имеет значительно еще более сложный состав и структуру. Волкенау (1914) предполагал, что он меняет состав только от гранита до баната (рис. 23а). Е. А. Кузнецов (1930), детально исследовавший этот

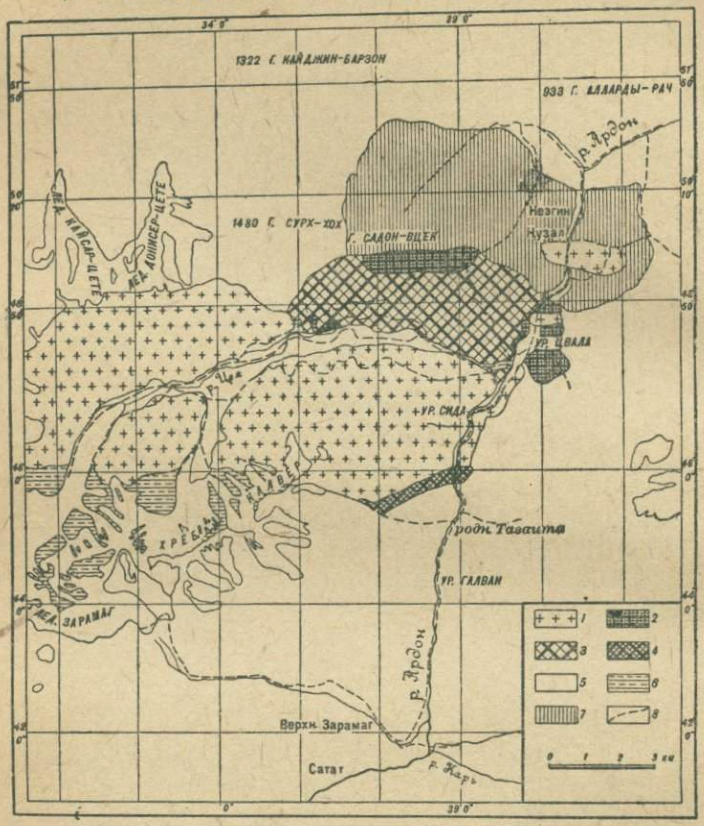


Рис. 23а. Геологическая карта Дарьяльского массива (по Волькенау).

1—граниты; *2*—альбитофиры; *3*—слюдяные сланцы; *4*—кремнистые сланцы; *5*—ледники; *6*—роговообманковые сланцы; *7*—глинистые сланцы; *8*—маршруты.

массив в районе Садонского свинцово-цинкового месторождения, показал, что глубинные породы этого массива обладают переменным составом. Содержание кварца и микроклин-пертита уменьшается в них иногда до нуля. Содержание биотита также непостоянно. Плагиоклаз изменяет свой состав от № 0 (крайние части массива) до № 25—35.

Почти все глубинные породы Садонского массива, по Кузнецову, принадлежат к гранодиоритовому типу. Среди них он различает: 1) лейкократовые разности, богатые калиевым полевым шпатом и одновременно плагиоклазом, близким к альбиту, при очень малом содержании хлоритизированного биотита и 2) более основные разности — гранодиоритовые и кварцево-диоритовые до диорито-

в ы х, с тем большим содержанием в них роговой обманки, чем более они основные. В этих породах плагиоклаз выделяется раньше мафических минералов; амфибол, реагируя с богатой калиевым полевым шпатом остаточной жидкостью, преобразовывается в биотит; последними выделились микроклин и кварц. В гидротермальную фазу биотит превратился в хлорит.

Древний гранитный массив пересекается многочисленными дайками а л ь б и т о ф и р о в, среди вкрапленников которых присутствуют кварц, биотит, роговая обманка и альбит. Они являются производными гранитных, гранодиоритовых и частью диоритовых магм и играют видную роль в образовании Садонского свинцово-цинкового месторождения.

В пневматолитически-гидротермальную фазу внедрения альбитофиров видную роль играли CO_2, H_2O, P_2O_5, сернистые соединения и др.

По мере приближения к рудному телу гранит в значительной степени метаморфизовался и был обогащен кремнекислотой. Своеобра-

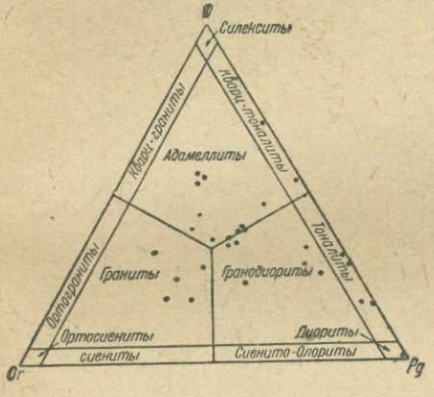


Рис. 24. Диаграмма состава гранитов Кавказа (по Е. А. Кузнецову).

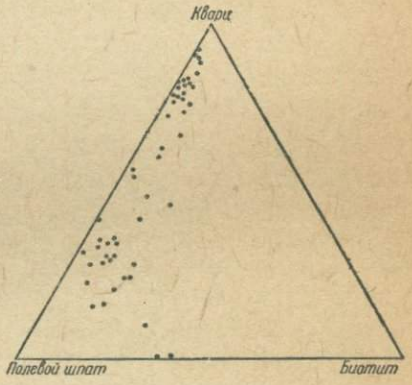


Рис. 25. Диаграмма состава гранитов Кавказа (по Е. А. Кузнецову).

зие хлоритизированного биотита гранитов, вместе с особенностями состава, дало повод относить некоторые типы его к хлоритовому, или протогиновому б а н а т и т у (Левинсон-Лессинг, 1904). Имеются все переходные типы от гранита через банатит и адамеллит до гранодиорита.

Аналогичный характер носит также продолжение Садонского массива на северо-запад — Фаснальский массив гранита с красным ортоклазом, переходящего в гранит-порфир, также с хлоритизированным биотитом.

Далее на северо-запад, по р. Череку гранитные породы характеризуются резко выраженным стремлением к диференциации, с образованием многочисленных лейкократовых разностей и переходом их вплоть до белых пород, относимых Левинсон-Лессингом к м и к р о к л и н о в ы м а л я с к и т а м (микроклинитам) и до ф е л ь д ш п а т о л и т о в, почти исключительно состоящих из микроклина и до очень кислых аплитовых пород. Имеются также и меланократовые разности, вплоть до пятен, образованных микрогаббровой породой.

В общем, можно сказать, что гранитные породы, начиная от Дарьяльского массива и далее на северо-запад, образуют отдельные мас-

Таблица 36

Химический состав гранодиоритовых пород центрального Кавказа

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	67,34	0,51	15,05	1,62	2,24	1,30	3,11	3,37	3,60
2	69,28	0,22	14,53	1,31	3,20	1,24	1,04	4,58	3,39
3	60,70	1,12	16,01	1,65	5,04	2,30	5,30	2,30	5,35
4	74,75	—	13,74	0,92	—	0,27	0,82	5,14	4,17
5	60,56	—	17,00	1,98	3,22	2,55	2,96	2,72	4,26
6	74,48	—	15,45	—	—	—	1,09	6,18	2,03
7	72,04	—	13,28	0,77	2,14	0,53 1,75	1,82 2,88	3,19 3,56	4,41 3,72
8	68,60	—	15,10	1,58	2,08	0,43	0,51	0,57	—
9	66,73	—	17,18	1,62	2,30	0,97	4,76	4,77	0,90
10	60,41	1,39	16,33	0,79	4,52	3,82	5,70	4,02	1,98
11	70,41	—	16,14	—	1,19	0,87	2,47	2,70	5,64
12	74,72	—	15,52	0,18	0,78	0,04	0,69	4,26	3,89
13	67,34	0,34	17,11	1,41	2,29	1,07	2,49	4,31	3,68
14	64,91	0,09	23,26	1,39	—	0,39	1,30	3,19	5,74

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,3	7,1	3,3	1:1,2	75,2	8,2	4,3	7,1	5,8
2	1,15	7,5	3,6	1:1,1	77,5	8,3	1,9	9,8	5,4
3	1,9	6,1	2,5	1:1,7	67,8	5,1	4,4	10,5	7,6
4	1,0	9,0	4,5	6:1	80,8	15,9	1,0	3,1	6,5
5	1,4	5,6	2,56	1:1,8	69,5	6,5	3,8	9,7	4,9
6	1,0	12,27	6,1	5,1:1	80,9	17,4	2,8	0,	8,2
7	1,28	8,7	4,06	1,29:1	79,3	10,6	3,5	5,8	5,2
8	1,3	7,5	3,40	1:1,2	74,8	8,1	4,3	7,6	5,9
9	1,3	6,2	2,9	1:1,62	72,7	7,0	6,5	6,5	8,9
10	2,05	6,5	2,39	1:3,06	66,3	4,8	4,1	11,1	7,6
11	1,17	7,43	3,56	1:2,1	77,4	11,1	4,8	4,1	4,2
12	0,87	8,26	4,27	4,58:1	81,2	16,2	1,8	2,0	6,3
13	1,27	6,27	2,93	1:1,06	73,2	8,9	3,7	7,4	6,4
14	0,62	4,5	2,48	3,29:1	73,4	13,8	2,7	3,5	4,4

Продолжение табл. 36

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	39,5	21,3	14,7	24,5	304	0,42	0,38	0,66
2	43,0	28,0	5,4	23,6	344	0,46	0,32	0,65
3	32,9	29,6	20,0	17,5	211	0,24	0,40	0,67
4	45,7	6,4	4,8	43,1	430	0,35	0,37	0,70
5	37,7	30,3	11,8	10,2	229	0,50	0,48	0,39
6	52,5	0	5,9	41,6	430	0,22	0	—
7	41,5	16,8	10,4	31,9	390	0,48	0,61	0,62
8	38,2	23,6	13,2	25,0	299	0,41	0,47	0,27
9	39,4	17,9	20,0	22,7	251	0,30	0,47	1,11
10	30,9	33,0	19,6	16,5	197	0,24	0,57	0,60
11	46,4	10,6	13,0	30,0	344	0,58	0,59	0,22
12	51,1	4,7	4,1	37,1	420	0,37	0,28	0,87
13	40,5	22,4	10,8	26,3	273	0,36	0,29	0,48
14	58,0	7,1	5,8	29,1	276	0,55	0,35	0,82

1. Гранит Дарьяла, микроклиновый. 2. То же, гранит милонитизированный. 3. Шлир в граните Дарьяла, сильно измененный, содержащий мало микроклина. 4. Аплит, там же. 5. Хлоритовый банатит. Садонский массив. 6. Полевошпатовый грейзен. Тумагор-Кан р. Черек. 7. Биотитовый гранит, ортоклазовый. Мамисонский ледник. 8. Адамеллит (основной рапакиви). Кассарское ущелье. 9. Гранодиорит (биотитово-роговообманковый гранит). Мамисонский ледник с хлоритизированным биотитом. 10. Кварцевый диорит. Суатис-Дон, окрестности Казбека. 11. Мелкозернистый биотитовый гранит. Ледник Дых-су. 12. Гранит. Вершина перевала Киртика. 13. Глетчер Шхельди. 14. То же, Клухорский перевал.

сивы, подстилающие осадочную толщу. Они характеризуются значительным разнообразием минералогического, химического и структурного характера. Имеются разные виды этих пород, начиная от особенно кислых аплитов, микроклинитов, микроклиновых аляскитов и кончая более основными адамеллитами, банатитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами.

Характерным для большинства этих пород является присутствие хлоритизированного биотита, который некоторые исследователи считают первичным. Правильнее характеристика его, данная Е. А. Кузнецовым, как минерала, образовавшегося из биотита в гидротермальную фазу развития массивов.

Как видно из схемы химических составов древних гранитов и продуктов их дифференциации, все породы, начиная от гранита и кончая диоритами, непрерывно связаны друг с другом генетически и представляют собой продукты дифференциации одной и той же магмы. Очень близки между собой, например, граниты Дарьяла и Кассарского ущелья (рис. 26). Особняком стоит гранит Клухорского перевала, который обладает своеобразным составом: — сильным преобла-

данием *al* и *alk* и малым — *c* и *fm*. Обращает на себя внимание резкое отличие составов гранитов Дарьяла (1) и Дых-су (II).

В районе Эльбруса располагается огромный Баксанский гранитовый лакколит, инъецирующий окружающие гнейсы и дающий с ними мигматиты. Гранит носит адамеллитовый и гранодиоритовый характер и аналогичен гранитам Дарьяла, Садона и др. В верхней части массива имеется большое количество жил кварца и пегматитов, частью со следами оруденения.

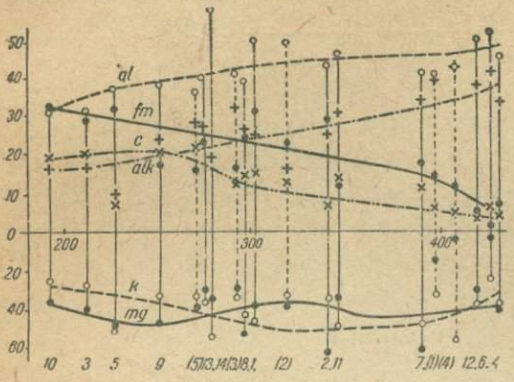


Рис. 26. *1—5* — гранэопалеозойские интрузии. *1—14* — гранодиоритовые интрузии Центрального Кавказа.

Красные граниты, выступающие в районе р. Малки, характеризуются тем, что содержат наряду с микроклином также и ортоклаз. Эти граниты являются, по мнению Герасимова, более юными, чем предыдущие и в то же время, будучи ограничены в своем распространении низами эопалеозоя, не переходят в область карбона; возраст их, следовательно, соответствует примерно времени каледонской дислокации, так как они не прорезают известняков нижнего силура.

Вулканические циклы по Герасимову

Цикл	Возраст	Дислокация	Магматические породы
I	Докембрий	Докембрийская	Микроклиновые граниты Дарьяла, Садона, Балкарии и др. до Белой
II	Низы эопалеозоя до н. силура	Каледонская	Красные граниты Малки, верхней Кубани, р. Белой
III	Карбон или пермь	Герцинская	Основные и ультраосновные породы от Лабы до Малки; серпентиниты, пироксениты по Малке, в Карачае, в бассейне Б. Лабы; габбро Б. Зеленчука; перидотиты и пироксениты Балкарии
IV	Послекарбоновый до нижней юры	Герцинская (более поздняя фаза)	Дайки кератофиров рудника Эльбруса

Цикл	Возраст	Дислокация	Магматические породы
V	Нижняя юра (начало юры, до лейаса)	Послебатская, келловейская	Кислые и основные породы (порфирито-диабазовые) Ассы, Терека, Садона, Кубани, низовья Теберды. Эффузивы — кератофиры, порфириты, диабазы, туфы. Интрузивные залежи и дайки зеленокаменных пород — порфириты, диабазы, порфироиды Ассы, Терека, Ардона, Балкарии и далее на запад; как исключение на Самуре
VI.	Верхи палеогена до нижнего миоцена (моложе чокракских слоев)	Сарматско-меотическая или акчагыльская	Лакколиты и дайки трахитов, трахилипаритов и липаритов с KNa — полевым шпатом, щелочными амфиболами в окрестностях Пятигорска. Дациты „Калько" в верховьях Хевсурской Арагвы. Щелочные граниты (кавказиты) верховий р. Фиаг-Дона на склоне горы Теплы. Андезитовые дайки Балкарии и окрестностей Девдоракского ледника. Щелочные граниты Дых-су. Липаритовые дайки в верховьях Бизингского Черека
VII	Плиоцен до кайнозоя	—	Пеплы разных районов Кавказа (наземные вулканы). Пепел и тонкие дайки Балкарии и Бизингии. Огромные вулканы Эльбруса, Казбека, Лобода, чегемско-нальчикские обширные поля лав и туфов. Сравнительно малые потоки базальтов и андезитов Шаухла, Кум-Башт, Коген-Кай четвертичные

Эта интрузия, к сожалению, не охарактеризована химически.

В отличие от гранитов, расположенных юго-восточнее, граниты Бизингии и Балкарии, изученные Белянкиным (1915), отличаются большей щелочностью и в связи с этим содержанием большего количества микроклина, и большей частью характеризуются как типичные биотитовые граниты, хотя часть их имеет состав гранодиоритов с переходом в кварцевые диориты. Так как граниты эти в значительной степени серицитизированы, Белянкин не определял их химического состава, так как они не давали бы правильного представления о первичном магматическом составе этих гранитов, но определял коли-

чественный состав присутствующих минералов. Оказалось, что среднее содержание отдельных минералов не вполне одинаково, как видно из результатов его пересчетов.

	1	2	3	4	5	6	7
Кварц	34,0	33,5	38,0	24,5	32,0	39,0	3,0
Микроклин . . .	21,5	21,0	3,0	9,5	38,5	29,0	6,0
Плагиоклаз . . .	34,5	35,0	50,0	50,0	28,0	28,0	56,0
Биотит	6,0	7,5	8,0	15,0	1,5	1,0	35,0
Мусковит	3,0	,	1,	1,0	—	3,0	—

1. Гранит юго-восточного массива Зилги и Куспарта; плагиоклаз № 10.

2. Гранит южного массива Чайнашки и юго-западного Думалы; плагиоклаз зональный № 15—30.

3. Кварцевый диорит северного массива Улу-Агач (Мустыкам); плагиоклаз резко зональный, выше № 40 в ядре.

4. Кварцевый диорит из гнейсов, сильно зональный плагиоклаз, в ядре № 50. Шаумишка у Думалы. Улу-Агача (Мустыкама); плагиоклаз с резко выраженной зональностью, в ядре выше № 40.

5. Кварцевый диорит из гнейсов; сильно зональный плагиоклаз, в ядре свыше № 50 Шаумишка около Думалы.

6. Аплит, прожилками в граните; плагиоклаз № 10.

7. Аплит, жилами в гранитах с плагиоклазом № 15.

В районе Военно-Сухумской дороги, по р. Теберде, развиты разнообразные граниты, начиная от лейкократовых через нормальные до меланократовых шлиров; они аналогичны тем древним гранитам, которые развиты и в других частях Главного хребта.

В отличие от меланократовых шлиров Дарьяла и Кассарского массивов шлиры Клухорского и других мест (Лебедев, 1919) отличаются составом исключительно из мафических минералов, именно из роговой обманки, биотита, частью из плагиоклаза. Все указывает на более резко проходившие здесь процессы диференциации магмы.

В районе рек Белой и Лабы развиты два типа гранитов: биотитово-микроклиновые докембрийские и красные ортоклазовые эопалеозойские. Первые сильно диференцированы и сопровождаются кварцевыми диоритами и диоритами (Робинсон, 1932).

Все породы чрезвычайно сильно дислоцированы. Докембрийские граниты, типа Центрального хребта, являются продолжением массивов, развитых к юго-востоку от данного района; они среднезернистые, светлосерые, частью порфировидные, биотитово-микроклиновые, интрудированные в уже глубоко метаморфизованные докембрийские гнейсы и другие кристаллические сланцы.

С этими гранитами генетически связаны малоизученные кварцевые диориты и диориты, местами преобладающие над гранитами. Имеется также полоса биотитово-рогообманковых сиенитов, образующих между прочим хребет Мастакан. Робинсон (1932) говорит, что «некоторые особенности петрографического характера и обособленное положение этих сиенитов не позволяют нам бесспорно сближать их по возрасту с интрузиями гранитов и диоритов».

За исключением присутствия сиенитов, характер самих гранитов, переходящих в диориты, аналогичен другим докембрийским гранитам Главного хребта.

3. Эопалеозойские интрузии

Другая, более юная, группа гранитов характеризуется и здесь присутствием ортоклаза, микроклина одновременно; развиты они в ряде мест Лабы и Белой, как по Малке, и далее на юго-восток в Карачае (Агалин). Они отличаются, согласно Попову (1929), присутствием не

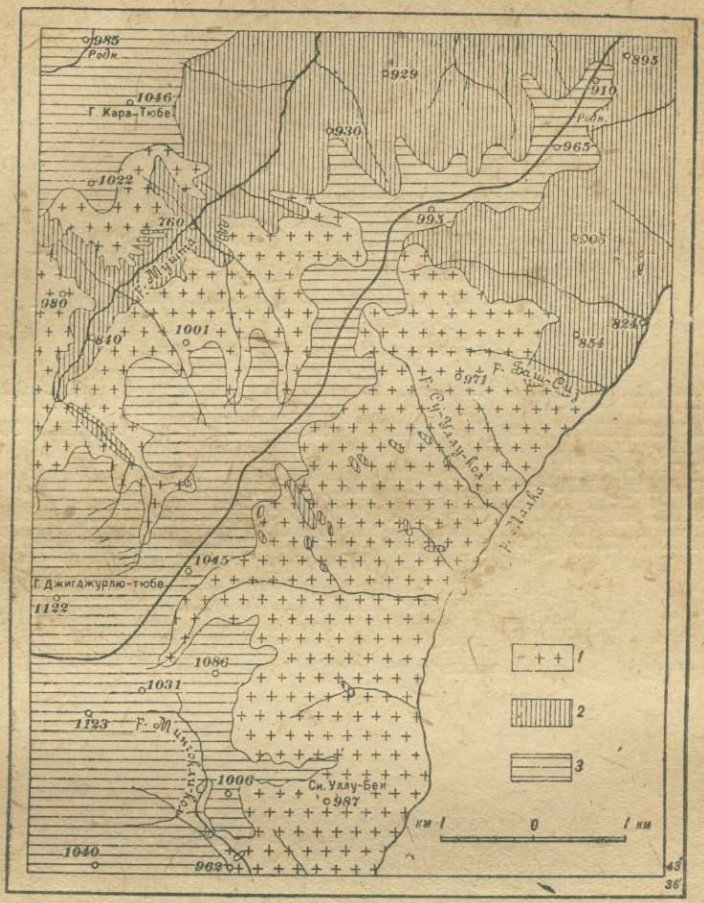


Рис. 27. Интрузии р. Малки и Мушты (по Паффенгольцу).
1—гранит; *2*—метаморфические породы; *3*—песчаники.

только ортоклаза и микроклина, но также биотита и роговой обманки; эти граниты более подробно, чем другие, изучены были Паффенгольцем (1924) в районе бассейна р. Малки и Мушты, около Кисловодска.

Согласно его данным, гранит состоит из кварца, ортоклаза и микропертита, плагиоклаза (обычно № 13 и 24) и биотита; реже встречаются двуслюдяные, или же мусковитовые граниты; имеются жилы аплитов и пегматитов, также бесслюдяный гранит (аляскит), который присутствует исключительно непосредственно под песчаниками, прикрывающими гранитные массивы; эти аляскиты более богаты кварцем; их плагиоклазы № 8—13. Присутствуют также жилы сиенит-порфиров и кварца.

В районе рек Малки и Мушты (Паффенгольц, 1924, ИГК) граниты внедрились в метаморфические сланцы (биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, роговообманковые) в виде лакколита крупных размеров, расщепили их и частично инъекцировали. После размыва сохранились от кровли только отдельные глыбы (рис. 27 и 28, 28а).

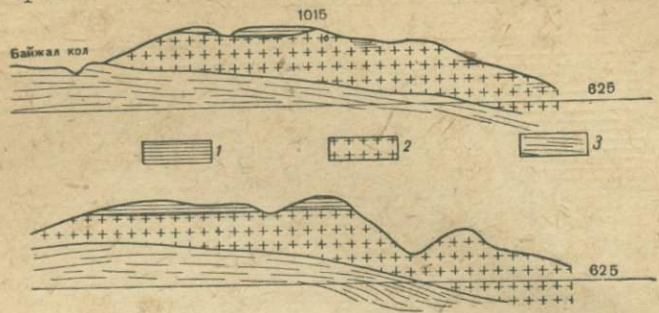


Рис. 28. Разрезы через интрузии р. Малки (по Паффенгольцу).
1—песчаник; *2*—гранит; *3*—песчаник.

Послевулканические процессы, сопровождавшие гранитную интрузию, выразились в образовании жил свинцового блеска, сопровождающегося баритом.

Время интрузии — второй период складчатости, не ясно какой — каледонский или герцинский. Судя по слабой метаморфизации гранита, почти полному отсутствию в нем катаклазов, гранитная интру-

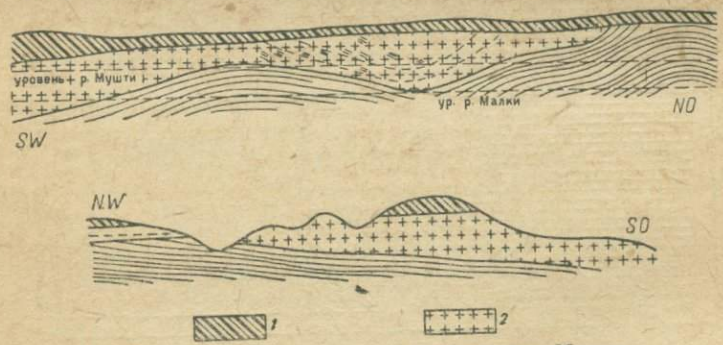


Рис. 28а. Разрезы через интрузии р. Малки.
1—песчаник; *2*—гранит; *3*—метаморфические породы.

зия, по Паффенгольцу, герцинского возраста. Так как имеются и краевые фации гранитного массива, гранитный лакколит был размыт на не особенно большую глубину.

Главная масса гранитов Малки и Мушты — биотитовые разности мясокрасного цвета, реже серовато-розового; состоят они из кварца, микроклина и ортоклаза, плагиоклаза (альбит-олигоклаза и кислого олигоклаза) и биотита. Имеются также разности, в большей или меньшей степени обогащенные мусковитом вплоть до перехода гранита в мусковитовый. Гранит сопровождается аплитовыми жилами, реже пегматитовыми. Дифференциация пород в общем слабо выражена, что подтверждается и химическими анализами.

Химический состав эопалеозойских интрузий

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	73,24	0,28	12,91	0,63	1,68	0,29	0,90	4,87	3,76
2	68,86	0,12	15,93	0,93	2,24	0,95	2,26	4,15	2,99
3	68,10	0,51	15,87	0,50	2,60	0,83	2,60	5,48	2,88
4	74,40	—	13,46	—	2,07	—	0,66	4,40	5,60
5	73,20	0,23	11,82	1,83	0,60	0,68	3,91	3,73	2,60

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,2	9,4	4,4	2,5 : 1	81,0	13,6	0,8	5,6	6,6
2	1,3	7,4	3,2	1,1 : 1	76,2	8,8	3,6	7,2	6,5
3	1,4	7,1	3,1	1,2 : 1	77,0	10,2	3,0	6,8	7,4
4	1,35	9,4	4,3	3,1 : 1	80,17	15,0	—	5,0	5,4
5	1,44	9,05	4,07	1 : 1,06	72,2	8,4	2,8	8,8	6,8

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	41,8	13,8	5,3	39,6	405	0,33	0,13	0,40
2	49,6	21,7	13,2	15,5	316	0,33	0,37	0,60
3	40,5	16,2	12,0	31,3	295	0,26	0,32	0,75
4	42,5	10,5	4,5	42,3	406	0,56	0	0,41
5	35,9	15,7	21,5	27,4	275	0,32	0,36	1,41

1. Свежий биотитовый гранит Малки. Паффенгольц (1924). 2 и 3. Биотитовые граниты, там же. 4. Аплит, оттуда же. 5. Эопалеозойский гранит Дарьяльского массива.

Таблица 38

Химические анализы гранодиоритов Малки (1—4) и Ирика (5)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	H_2O	Потеря при прокаливании	Всего
1	68,10	0,51	15,87	0,50	2,66	0,83	2,60	0,59	5,48	2,88	0,19	0,19	0,38	—	100,78
2	74,40	—	13,46	—	2,07	—	0,66	0,24	4,40	5,60	—	0,03	—	—	100,86
3	73 24	0,28	12,91	0,63	1,68	0,29	0,90	0,52	4,87	3,76	0,16	0,20	0,89	—	100,33
4	68,86	0,12	15,93	0,93	2,24	0,95	2,26	0,16	4,15	2,99	0,18	0,40	0,64	—	99,81
5	72,11	0,28	14,01	1,59	1,28	1,09	1,55	0,08	3,83	2,79	—	—	0,20	1,04	99,85

По Левинсону-Лессингу:

№ анализа	$\overline{RO} : R_2O : SiO_2$	α	$R_2O : RO$	
1	1,44 : 1 : 7,1	3,23	1,1 : 1	34
2	1,33 : 1 : 9,4	4,34	2,95 : 1	25
3	1,3 : 1 : 9,3	4,35	1,3 : 1	25
4	1,2 : 1 : 7,1	3,37	1 : 1	31

По Озанну:

№ анализа	*C*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	74,08	15,2	5,0	9,8	7,9
2	80,17	22,4	—	7,6	5,4
3	79,63	20,4	1,6	8,0	6,6
4	76,30	13,6	5,6	10,9	6,7

По Ниггли:

№ анализа	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	288	40	18	12,2	30	0,24	0,11
2	406	42,5	10,5	4,5	42,5	0,56	—
3	408	41,5	15	5	38,5	0,43	0,08
4	312	43	19	11	27	0,42	0,18

Минералогический состав:

Кварц	21	26	30	31,1
Калиевый полевой шпат	16	33	18	13,5
Плагиоклаз	53	41	45	45
Биотит	7,0	—	3,5	6,5
Мусковит	1,5	—	2,0	—
Апатит	0,5	—	0,5	0,5
Рудные минералы . . .	1,0	—	1,0	1,5
Акцессорные минералы	—	—	—	—

Как видно из сравнения данных химических анализов, состав отдельных типов гранитов Малки очень сходен с гранитами докембрийскими, хотя и отличается от них прежде всего значением k и mg меньшим в малкинских гранитах, чем в докембрийских, частью несколько большей щелочностью (alk). Гранит № 1 относится к типу кварцевых порфиров и оксипорфиров, остальные занимают промежуточное место между граносиенитами и адамеллитами.

По схеме Ниггли, гранит № 1 подходит к энгадинито-гранитовому, остальные к нормально гранитовому типу магмы.

Таким образом, и химический анализ отчасти подтверждает различие возраста обоих групп гранитов — докембрийских и эопалеозойских.

Согласно данным С. П. Соловьева, магматические породы, представленные кислыми интрузиями, в районе р. Малки образуют лакколит с центром, повидимому, в районе верховьев Гаралы-Кол и Тогай-Кол, правых притоков р. Малки. Постелью лакколитов служат метаморфические сланцы, но более древние, чем юрские песчаники. Малкинский лакколит состоит из гранодиоритов, судя по химическому и минералогическому составу.

Для него характерно распределение радиоактивности в том отношении, что она наиболее интенсивно проявляется в верхней части лакколита, где концентрация радия особенно велика. Те же гранодиориты развиты и в районе р. Ирика.

Химические анализы гранодиоритов Малки (1—4) и Ирика (5) см. в табл. 38 на стр. 198.

Эопалеозойские граниты и связанные с ними породы в крупных массах выступают в Дзирульском массиве, расположенном на южном склоне Главного хребта симметрично по отношению к такому же Ардонскому массиву на северном склоне. Его длина свыше 70 *км* с юго-запада на северо-запад, ширина до 25 *км*; характерно и большое сходство строения и дифференциации магм на севере и юге Главного хребта в течение длинных периодов, начиная от эозоя до конца кайнозоя.

В Дзирульском массиве в ряде мест выступают розовые и красные мелко- и крупнозернистые эопалеозойские граниты, различного минералогического состава, не отличающиеся от эопалеозойских гранитов северного склона (Малки и др.). Имеются биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитово-роговообманковые граниты с переходами в кварцевые диориты и диориты, также аляскиты, далее гипабиссальные типы, кварцевые порфиры, гранит-порфиры; имеются жилы зеленых порфиров, пересекающие эопалеозойские граниты. Породы часто обнаруживают катакластическую структуру.

4. Неоинтрузии Центрального Кавказа

Очень интересен ряд неоинтрузий, открытых Левинсоном-Лессингом и Белянкиным, относящихся вероятнее всего к третичному времени, судя по той свежести, которой обладают горные породы, образующие эти неоинтрузии. Эти неоинтрузии тесно связаны с новейшими излившимися породами, главным образом с дацитами. Они представлены разнообразными породами, среди которых имеются как гра-

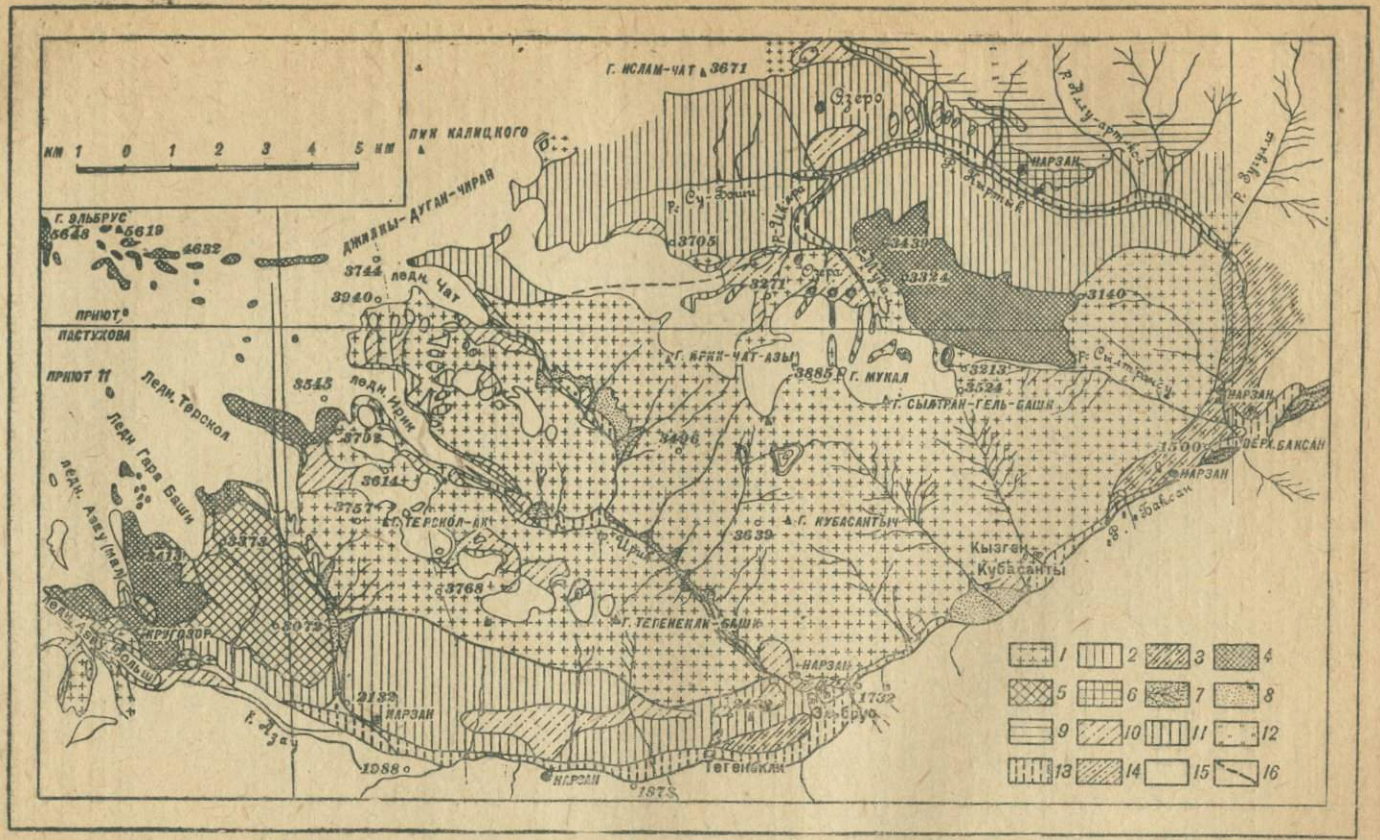


Рис. 29. Геологическая карта верховий р. Баксана. Составил С. П. Соловьев.

1—граниты; *2*—кристаллические сланцы; *3*—мигматиты; *4*—верхние потоки; *5*—нижние потоки; *6*—кислые лавы (деллениты); *7*—липаритовые туфы; *8*—конусы выноса; *9*—песчаники; *10*—древние морены *11*—современные морены; *12*—концевой бассейн; *13*—террасы; *14*—травертины; *15*—ледники; *16*—линии разрыва.

ниты, кварцевые диориты, габбро-диабазы, так и дациты и частью кварцево-диоритовые порфириты. Присутствие неоинтрузий установлено в верховьях левых притоков Терека, именно в районе ледника

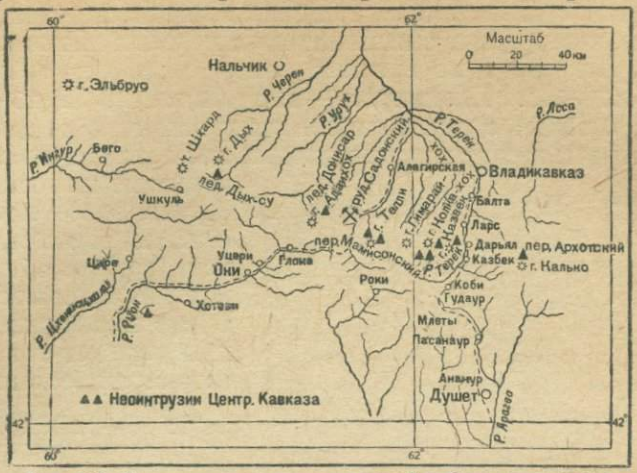


Рис. 30. Неоинтрузии окрестностей г. Орджоникидзе.

Дых-су в верховьи р. Черека, протекающего к востоку от Нальчика, в верховьях р. Урух, несколько далее к востоку, и р. Ардона, протекающего мимо Садонского серебро-свинцово-цинкового месторождения; в районе горы Тепли, на горе Колка-Хох и в других местах, также в районе Архотского перевала между Ассой на севере и Арагвой на юге, протекающих к востоку от Казбека и Дарьяльского гранитного массива.

Характерно то, что все эти выхода неоинтрузий находятся в особенно высоких частях Главного хребта и тянутся вдоль хребта с северо-запада на юго-восток, располагаясь почти на одной прямой линии. Точно так же Конюшевский (Материалы по геологии Кавказа, 1915) в своем отчете о геологических исследованиях в Сухумском округе указал на присутствие на южном склоне Главного хребта, к востоку-северо-востоку от Сухума в бассейне правых притоков р. Кодор (Джанкал и Зинга), гранитов, прорывающих меловые отложения (рис. 29, 30, 31, 32).

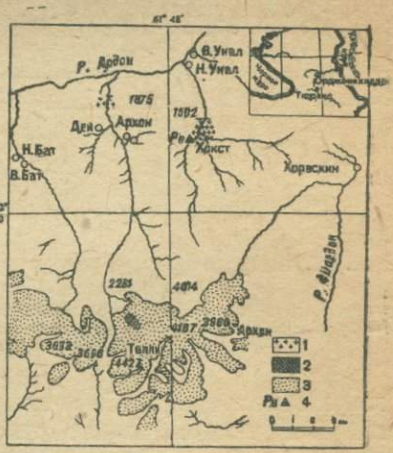


Рис. 31. Неоинтрузии окрестностей р. Ардона и р. Уруха. (Белянкин, 1918).

Неограниты, которые ввиду своеобразия их внешнего вида (чрезвычайно большая свежесть породы) и присутствия калинатрового полевого шпата, по виду неотличимого от санидина, Белянкин предложил называть санидиновыми гранитами или кавказитами, как и ряд других пород, образующих неоинтрузии, характеризуются как типичные кайнотипные породы.

В районе ледника Дых-су они были встречены в виде валунов вместе с контактно-измененными ими глинистыми сланцами, частью превращенными в кордиеритовые и корундовые роговики.

Неограниты светлосерые, с частыми жилками, пропитанными турмалиновыми иголочками, с калинатровым полевым шпатом, принадлежащим анортоклазу и по внешнему виду очень сходным с санидином; $2V = 47—54°$. Плагиоклаз — микротиновый, № 25—60, резко зональный, сходный с тем, который присутствует в дацитах. Мафические минералы присутствуют в разных количествах, частью по одиночке; из них наиболее част биотит, далее моноклинический и ромбический пироксен, роговая обманка, в некоторых случаях встречается также и оливин; последний присутствует в виде зеленовато-серой основной разновидности оливинского габбро и габбро-диорита в районе Теп-Дона.

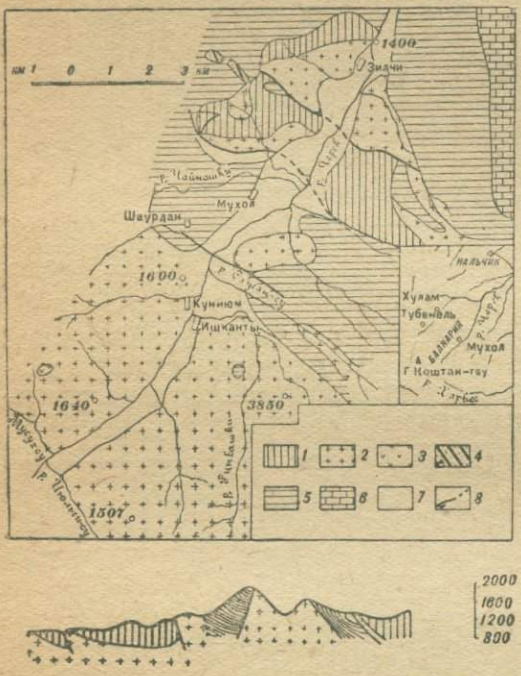


Рис. 32. Интрузии Балкарии (по И. Г. Кузнецову, 1924).

1—кристаллические сланцы; *2*—граниты; *3*—перидотиты; *4*—порфириты; *5*—песчано-глинистая свита; *6*—известняк; *7*—флювиогляциальные отложения.

Имеются все переходы от неогранита через гранодацит до дацита. В районе Суатиси-Дона к западу от Казбека выступает неогранит, образующий жилу в диоритах. Состоит он из кварца, большого количества калинатрового полевого шпата, зонального плагиоклаза № 32—35 и биотита.

Кварцевые неодиориты развиты в ряде мест Горной Осетии, к северо-западу от Коби, в верховьях рек Теп-Дона и Суатиси-Дона, правых притоков самой верхней части течения р. Терека. В истоках Теп-Дона неограниты слагают горы Сырт-хох и Урч-хох в снеговой области. Неограниты Урч-хоха сильно диференцированы и представлены различными тапми: светлыми, иногда темными, иногда зеленоватыми. Такие же породы встречены в гальках и по другим рекам далее на восток на Мидагравин-Доне, также по р. Чачи, тотчас к северу от Казбека.

В юго-восточной части изученной области распространения неоинтрузий в районе Архотского перевала, около с. Бло, находится лакколит иного состава, именно дацитовый. Он носит название лакколита Калько. Эта порода представляет собой типичный дацит с мелкозернистой основной массой и с вкрапленниками плагиоклаза (олигоклазлабрадор), большого количества санидина, кварца, также биотита.

Имеется ряд других неоинтрузий, обычно мелкими линзами или лакколитами среди глинистых сланцев, частью также шлирами среди дацитов и жилами среди кварцевых диоритов.

Тот же характер носят и другие неограниты, в частности в верховьях Фиаг-Дона, главной составной частью которых является санидинообразный калинатровый полевой шпат, по существу не отличимый от санидина санидинита Эйфеля; он тонко пертитовый. Плагиоклаз в среднем № 31—40; одновременно присутствует биотит, также роговая обманка и моноклинический и триклинический пироксен.

Аплит, сопровождающий этот гранит, состоит из альбита и санидина.

В состав гранита входят (в %):

Кварц	23,7		
Санидин	16,6	66,6	90,3
Плагиоклаз № 36	50,0		
Биотит	6,4		
Пироксен, роговая обманка и др.	3,3		9,7

Отнести ту или иную породу к разным типам пород гранодиоритовой группы затруднительно и до сих пор твердо не установлена номенклатура этих пород.

Исходя из содержания ортоклаза в полевошпатовом веществе Иогансен и Холмс внесли следующие предложения классификации их:

Иогансен:

Гранит	95—65
Адамеллит	65—35
Гранодиорит	35—5
Тоналит (кварцевый диорит)	5—0

Холмс:

Гранит	100—62,5
Адамеллит, кварцевый монцонит	62,5—37,5
Гранодиорит	37,5—12,5
Кварцевый диорит (тоналит)	12,5—0

По Белянкину, термины адамеллит и монцонит следует совершенно изъять из употребления, так как это обыкновенные граниты.

В гранодиорите предел отношения Or Pg = 25 : 75.

Химический состав неоинтрузий может быть иллюстрирован следующими химическими анализами и данными их перечислений (табл. 38а).

Совершенно ясно выступает тесная генетическая связь между всеми представителями неоинтрузий и в то же время большая близость их к более древнему граниту Дарьяльского и других массивов (рис. 33).

Неограниты и связанные с ними породы имеются также и в районе Дзирульского гранитного массива, расположенного на южном склоне Главного хребта, где, согласно описанию Зарадзе и Г. Смир-

Таблица 38а

Химический состав пород неоинтрузий Центрального Кавказа

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	68,47	0,58	14,91	2,34	0,64	1,26	2,95	3,96	4,42
2	60,41	1,39	16,33	0,70	4,52	3,82	5,70	4,02	1,98
3	70,10	0,67	14,66	0,33	2,06	0,51	2,72	5,58	1,27
4	68,22	—	16,29	1,00	1,69	1,14	2,68	4,60	2,63

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,25	7,1	3,3	1,2 : 1	75,4	9,4	3,2	7,4	5,8
2	2,1	6,2	2,4	1,0 : 3	66,3	5,0	4,2	10,8	7,6
3	1,3	8,0	3,7	1,1 : 1	77,8	10,4	4,0	5,6	8,6
4	1,2	7,0	3,3	1,0 : 1	75,6	9,0	4,2	6,8	7,5

№ анализа	a	fm		alk	si	k	mg	c/fm
1	38,6	18,4	13,9	29,1	300	0,58	0,45	0,75
2	31,0	32,6	19,7	16,7	196	0,24	0,56	0,60
3	41,8	14,4	13,7	30,1	342	0,14	0,26	0,95
4	42,7	17,1	12,8	27,4	302	0,28	0,43	0,75

1. Неогранит с Суатиси-Дона; плагиоклаз № 32—35. 2. Порфировидный неодиорит с р. Чача; плагиоклаз № 20—45. 3. Дацит из валунов Мидагравн-Дона; плагиоклаз № 30—31. 4. Дацит интрузивный из Калько.

нова (Закавказское отделение института прикладной минералогии, ныне ВИМС), в ряде мест имеются юные интрузии, по возрасту соответствующие неоинтрузиям северного склона Главного хребта (рис. 33а).

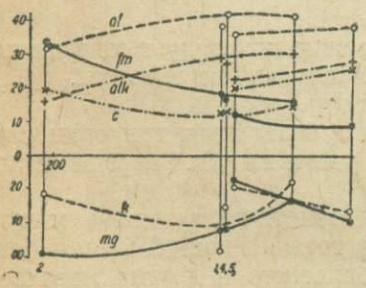


Рис. 33. *1—4* — неоинтрузии Центрального Кавказа; *5—6* — адамеллит и гранит Дзирульского массива.

Они также серые, очень свежие, частью содержат санидиновый калинатровой полевой шпат, состоят главным образом из кварца калинатрового полевого шпата, плагиоклаза № 18—58 и биотита. Часто наблюдаются признаки гранофировой структуры. Катаклазовая структура совершенно отсутствует.

Вычисленный минералогический состав их дан в табл. 40 на стр. 205.

По Левинсон-Лессингу № 5 — гра-

Таблица 39

Химический состав пород Дзирульского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
5	70,01	0,23	14,50	2,05	0,94	0,62	4,59	4,20	1,50
6	72,01	0,20	13,91	0,74	0,61	0,61	0,41	4,64	2,67

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
5	1,25	7,53	3,54	1 : 1,35	77,1	8,0	5,4	6,6	8,1
6	1,32	8,72	4,03	1 : 1,11	78,9	9,2	3,8	7,0	6,7

№ анализа	al	fm		alk	si	k	mg	c/fm
5	35,7	12,0	20,9	21,4	302	0,19	0,17	1,74
6	38,7	8,6	25,2	27,5	369	0,33	0,35	2,83

5. Адамеллит. 6. Гранит.

Таблица 40

Количественно минералогический состав гранитов неоинтрузий

	Кварц	Микроклин	Плагиоклаз	Биотит	Мусковит	Роговая обманка	Апатит	Железорудные	Оливин
Дарьял	28	14	44,5	13,5	—	—	—	—	—
Фиаг-Дон	28	22	35	11	4	—	—	—	—
Архон	37	10	33,5	18,5	0,5	—	0,5	1	—
Цей	31	14	45,5	8	—	0,5	—	—	—
Зилги-Куспарт	34	21,5	34,5	6	3	—	—	—	—
Чайнашки-Дум	33,5	21	35	7,5	3	—	—	—	—
Мустыкам	41	16	32	4	7	—	—	—	—
Уллу-Агач	38	3	50	8	—	1	—	—	—
Чурюк-Кол	38,5	29	26,5	4	2	—	—	—	—
Клухор	37	12	46	4	1	—	—	—	—
Среднее	34,5	16	37,5	9,5	2	0,5	—	—	—
Гранит Суатиси-Дон	20,5	25,0	44,0	10,5	—	—	—	—	—
Дацит Калько	24,0	10,5	50,0	10,5	—	—	—	—	—
Диорит Урчхох	4	5	64,0	3,0	—	22,0	—	2	—
Диорит Суотин-Дон.	6,5	—	58,5	10,5	—	5,0	19,0	1,5	—
Оливиновый габбродиорит (0,5 пироксена)	—	—	59,0	6,0	—	—	27,5	5,0	2,0

нит, № 6 приближается к граниту. Судя по немногочисленным анализам можно считать, что неограниты Дзирульского массива несколько более бедны щелочами и ближе к производным диоритовых магм, чем ардонские (см. табл. 40 на стр. 205).

Формула для этих пород, по Д. С. Белянкину, в общем следующая:

2 кварца; 1 микроклина; 2 плагиоклаза; ½ мафических.

В формуле ясно выражен гранодиоритовый характер этих пород: присутствует мало микроклина, при очень большом количестве плагиоклаза.

В области развития гранитных интрузий наблюдается ряд рудных месторождений. Некоторые геологи (Пятницкий, 1928) считают, что они и генетически связаны с этими интрузиями.

Пятницкий, не устанавливая возрастных различий между гранитами, относит к ним следующие месторождения.

1) Дарьяльский массив — медные руды, находящиеся у его западной окраины.

2) Садонский массив — Садонское, Ходское, Ногкаузское и другие месторождения серебра, свинца и цинка. Расположенные к югу селения Архон, Холст и др. с медными рудами, Куртатинское ущелье — мышьяк и ряд других.

3) Урухский массив — оруденение, аналогичное Садонскому, — Фассальский, Демонзагский и другие рудники.

4) Черекский массив — в ряде случаев находятся признаки наличия свинцовых руд, арсенопирита, меди в районе Мустыкама, мед-

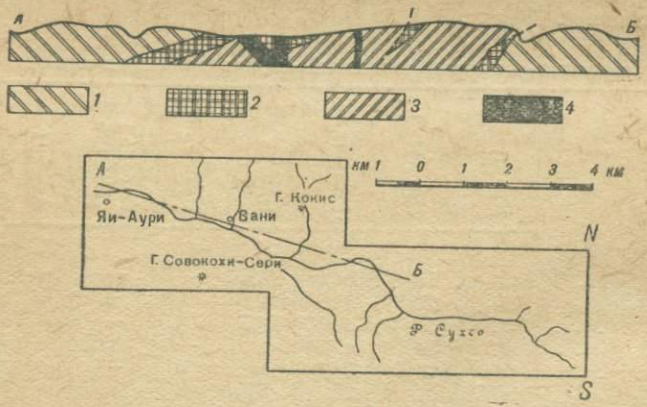


Рис. 33а. Разрез через Дзирульский массив в районе с. Вани.

1, 2, 4—осадочные породы; *3*—магматические породы.

ного индиго, зелень, медный колчедан, свинцовый блеск, цинковая обманка, в кварцевых жилах следы молибдена. Близ устья Мухусу на р. Череке — оруденение с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Ряд признаков таких же руд в ряде мест наблюдал В. Г. Орловский.

5) Чегемский массив. В ряде мест в гранитах встречены свинцовый блеск, цинковая обманка, также медные руды.

6) Руды гранитов р. Баксана. По Орловскому, в ряде мест наблюдаются признаки присутствия медных руд в виде медной зелени, азурита, редко атакамита.

К западу от р. Баксана встречена самородная медь в окрестностях Хассаута, в районе левого берега р. Малки, свинцовый блеск — в Муште. Месторождения рудника Эльбруса (свинец, цинк, серебро) развиты среди гранитного массива.

Садонское месторождение образовалось на средней глубине с переходом к большей глубине при средних и высоких температурах и давлениях. Пламеневский и Гембицкий связывают месторождение с гранитами и кератофирами, причем последние считают эффузивной фацией первых с одной фазой оруденения (Пламеневский) или двумя (Гембицкий) под влиянием сперва гранитов, затем кератофиров. Варданянц сперва в сущности присоединился к мнению Гембицкого; Дервиз связывает рудное месторождение с кварцевыми кератофирами. Однако, связи с кератофирами, как показал Домарев (1930), нет; рудные жилы, как это указано Кузнецовым и Варданянцем, моложе гранита; с другой стороны, рудное месторождение выполняет трещины, рвущие кератофиры; следовательно, скорее всего следует связывать происхождение месторождения с неоинтрузиями.

В общем, имеется большое число месторождений руд меди, серебра, свинца, цинка иногда с признаками молибдена, олова, урана, которые сплошь и рядом приурочены к областям развития гранитных массивов докембрийского и эопалеозойского возрастов. Однако, в ряде случаев генезис этих месторождений связан не с самими гранитами, а с теми неоинтрузиями, частью и жильными, которые обладают значительно более юным возрастом, и в то же время в ряде случаев прорезают гранитные массивы, до которых достигла денудация.

5. Основные и ультраосновные породы

Основные и ультраосновные породы, более юные, чем докембрийские и эопалеозойские граниты, связанные с герцинской дислокацией, выступают в виде небольших масс вдоль Главного хребта, начиная от бассейна р. Большой Лабы с ее левыми притоками и вплоть до района Большого Карачая.

Породы бассейна Б. Лабы были изучены сперва детально Безбородько (1913), позже Робинсоном (1932). Первый выяснил вопросы также и петрографического характера, второй — только геологические. Робинсоном установлен возраст этих пород, как герцинский и, следовательно, более юный, чем возраст выступающих в том же районе гранитов.

Ультраосновные породы представлены здесь серпентинитами, особенно детально изученными Безбородько (1913). Наряду с серпентинитами, в состав которых входит в значительной степени антигоритовый асбест, присутствуют также и лерцолиты, образованные оливином, сохранившимся иногда, как и в серпентинитах, диаллагом и ромбическим пироксеном, в значительной степени измененным. Имеются участки, образованные бронзититом, состоящим почти исключи-

тельно из бронзита. Все эти породы слагают отдельные небольшие массивы, пересеченные многочисленными сбросами, частью образующие не особенно крупные линзы, которые вытянуты с северо-запада на юго-восток.

С серпентинитами тесно связан местами тальк, образующий иногда (р. Армоква) оболочки вокруг серпентинитов. В серпентинитах местами присутствуют также мелкие кристаллики хромита, который изредка образует более или менее крупные залежи и сопровождается хромовыми хлоритами — кеммереритом и кочубеитом.

В небольшом массиве антигоритового серпентинита в районе горы Бедена у р. Малой Лабы присутствуют многочисленные прожилки хризотил-асбеста. Иногда встречаются никелевые минералы — миллерит и гарниерит.

По мнению Безбородько, серпентиниты образовались из бронзититов; исследования Попова установили, что первоисточником серпентинитов является, в одних случаях, бронзитит, в других — местами лерцолит, частью также и габбро (1928).

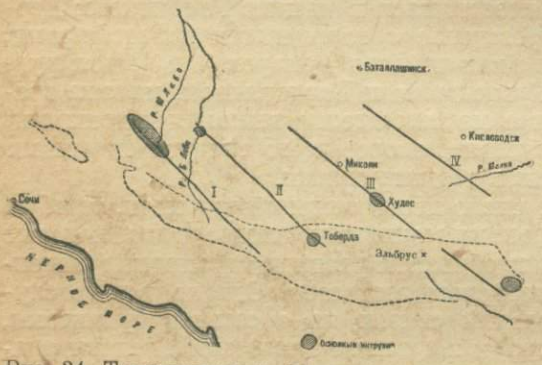


Рис. 34. Тектонические линии ультраосновных пород Кавказа.

Серпентиниты образовались в результате автометаморфизма оливиново-пироксеновых пород с последующим образованием также и талька. Играли роль и гидротермальные процессы, судя по присутствию местами барита.

Татаринов (1934) иначе характеризует хромитовые и ультраосновные породы и их взаимоотношения с гранитами, которые он считает более юными и вызвавшими образование хризотил-асбеста. Главную роль играли граниты в сопровождении разнообразных плагиоаплитов, плагиоклазитов, роговообманковых лампрофиров.

Генезис месторождения асбеста Татаринов связывает с воздействием эманаций гранитной магмы на перидотиты, серпентинизированные ранее путем автометаморфизма.

Запасы малые; значение месторождения асбеста здесь чисто местное.

На продолжении той дислокационной линии, которая проходит через район развития ультраосновных пород бассейна р. Большой Лабы далее на юго-восток 135°, развита (Попов, 1925) серия мало изученных горных пород — кварцевых и бескварцевых сиенитов (авгит, плагиоклаз — олигоклаз-андезин и олигоклаз-альбит — обыкновенная роговая обманка), мелкозернистых диоритов из олигоклаз-андезина, частью ортоклаза, актинолита, эпидота, диоритовых порфиритов, также бронзититов и антигоритовых серпентинитов (рис. 34).

Далее на юго-восток 135° находится продолжение этой дислокационной полосы, с выходами серпентинитов около курорта Теберды на р. Теберде.

Третья полоса с ультраосновными породами проходит далее на восток, через верхнюю часть течения р. Кубани по тектонической долине р. Худеса и Кубани в Большом Карачае. Здесь выходы серпентинитов видны как по берегам Худеса, так и ниже его устья по обоим берегам р. Кубани, образуя залежи, прорезающие эопалеозой и частью карбон; в карбоне галек серпентинитов нет; встречены они Ренгартеном в триасе; следовательно, и тут возраст их вероятнее всего пермский. Образовались они здесь из диаллагитов, габбро-диоритов и частично бронзитов (Попов).

Серпентиниты Худеса сопровождаются кварцевыми кератофирами, образующими дайки и залежи в тех же породах, пересекая серпентиниты; в них присутствуют порфиробласты кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита.

Перидотиты развиты (Кузнецов, 1925) также в районе левого берега р. Черека в Балкарии, около 1 200 *м* выше долины, среди грани-

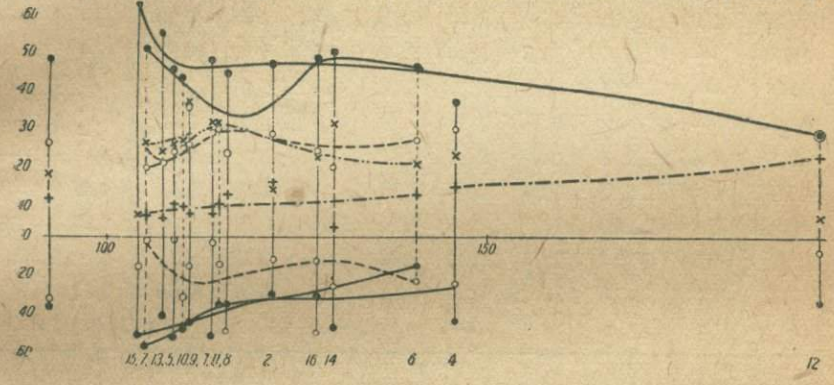


Рис. 5. Основные и ультраосновные породы Центрального Кавказа.

тов, образуя гребень около 150 *м* длины, при 60 *м* ширины, в общем эллипсоидальной формы. Порода зеленовато-черная, крупнозернистая (2—3 *см*), состоит из роговой обманки, ромбического пироксена, бледнобурой слюды и рассеянных мелких зерен сульфида; слабо озмеевикована. В 12 *км* отсюда такие же породы встречены в виде валунов ледника Сукан. Мы имеем здесь дело с двумя магмами, более юными, чем граниты, одного возраста с послесреднеюрскими порфиритами Центрального Кавказа; быть может несколько более древнего — палеозойского цикла (третьего) (рис. 35).

Ряд мелких выходов серпентинитов, частью образовавшихся из габбро, выступают (Герасимов и Янишевский, 1916) в районе верхнего течения рек Малки и Хассаута.

Таким образом, получается четыре дислокационные полосы, вдоль которых располагаются мелкие и более крупные массы ультраосновных и основных пород; характерно то, что по мере смены полос с запада на восток, породы, входящие в состав этих полос и дающие начало серпентинитам, представлены все более и более кислыми типами. На южном склоне известны области развития основных и ультраосновных пород, представленных лерцолитами и серпентинитами, также габбро и диабазами в высокогорной Абхазии, к юго-востоку от верховий р. Лабы, в верхних частях бассейна рек Чхалты и восточнее рас-

Таблица 41

Химический состав основных интрузивов Главного Кавказского хребта

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	Потеря при прокаливании
1	47,25	—	12,19	1,11	9,83	6,76	11,74	2,20	0,07	—	—
2	46,13	2,35	17,84	9,33	1,74	6,06	7,74	4,68	1,56	—	—
3	45,78	—	21,23	9,57	—	5,81	8,06	3,57	2,71	—	—
4	51,68	0,11	12,79	0,53	—	0,79	0,28	3,65	0,75	—	—
5	49,19	—	16,83	1,96	8,17	7,80	12,38	3,24	Следы	—	—
6	52,27	—	16,07	2,25	14,48	1,68	6,67	3,29	1,50	—	—
7	47,33	—	15,17	1,21	10,67	9,94	11,32	3,01	Следы	—	—
8	47,15	1,32	16,09	4,59	9,49	4,43	8,86	4,46	0,39	—	—
9	45,06	—	23,37	3,05	3,65	3,11	13,33	2,27	0,61	—	—
10	50,00	—	17,51	0,02	12,25	5,51	9,47	2,34	1,46	—	—
11	46,44	—	19,80	3,20	8,66	6,23	9,75	2,11	1,43	—	—
12	55,50	0,45	18,12	2,08	6,17	2,75	1,33	5,60	0,77	—	—
13	42,03	2,99	13,32	1,23	12,06	7,16	8,39	1,56	0,41	4,67	5,63
14	48,04	2,66	11,89	1,87	10,94	6,24	10,78	0,69	0,44	2,76	4,02
15	42,80	0,94	17,81	1,09	13,94	9,43	2,14	2,12	0,71	0,94	7,09
16	47,72	2,25	14,87	1,17	9,21	6,44	7,55	3,34	0,69	2,17	3,96

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	4,4	6,2	1,7	1 : 14,0	53,5	1,3	2,9	15,8	9,7
2	1,5	3,4	1,6	1 : 3,0	55,1	3,9	3,5	12,6	8,2
3	1,8	2,8	1,2	1 : 4,6	52,0	3,5	4,9	11,6	6,7
4	2,0	4,6	1,8	1 : 3,7	59,5	10,7	9,3	0,0	7,7
5	3,2	4,6	1,5	1 : 9,9	51,8	1,8	3,7	14,5	10,0
6	2,6	5,2	1,9	1 : 5,3	58,6	3,0	3,9	13,1	6,0
7	4,1	5,0	1,0	1 : 12,3	49,3	1,5	3,0	15,5	10,0
8	2,6	4,4	1,6	1 : 5,3	53,6	2,8	3,1	14,1	9,5
9	1,6	3,0	1,3	1 : 8,4	52,4	1,9	8,3	9,8	8,5
10	2,6	5,0	1,8	1 : 7,1	58,2	2,5	5,0	12,5	7,1
11	2,3	3,6	1,4	1 : 9	51,3	1,8	5,4	12,8	6,8
12	1,4	4,9	2,2	1 : 1,8	66,8	5,6	1,4	13,0	9,2
13	3,7	5,4	2,0	1 : 16,6	52,4	1,2	3,8	15,0	8,6
14	3,9	6,5	1,9	1 : 32,4	57,0	0,6	3,7	15,7	7,3
15	2,7	4,0	1,37	1 : 11,2	51,1	1,3	1,2	17,5	8,3
16	3,2	5,3	1,75	1 : 6,9	56,2	2,5	3,5	14,0	8,9

Продолжение табл. 41

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	17,4	46,6	30,6	5,4	114	0,02	0,53	0,65
2	26,8	45,8	13,0	14,4	122	0,13	0,30	0,28
3	25,0	47,2	17,3	10,5	92	0,33	0,37	0,37
4	28,7	36,1	21,5	13,7	146	0,24	0,47	0,60
5	22,6	44,7	23,8	8,9	109	0,00	0,55	0,53
6	25,5	44,0	19,3	11,2	141	0,23	0,15	0,44
7	18,3	50,9	24,9	5,9	106	0,00	0,60	0,49
8	22,7	43,7	22,7	10,9	116	0,51	0,36	0,51
9	33,9	24,5	35,2	6,4	111	0,15	0,46	1,44
10	23,5	42,3	25,7	8,5	110	0,32	0,49	0,60
11	28,7	31,7	30,8	8,8	114	0,14	0,37	0,98
12	37,1	37,2	5,1	20,6	194	0,08	0,37	0,14
13	19,2	54,0	22,2	4,6	108	0,13	0,42	0,41
14	18,3	49,1	30,2	2,4	130	0,26	0,49	0,63
15	25,0	63,2	5,7	6,1	104	0,17	0,53	0,09
16	22,6	47,3	20,8	9,3	128	0,12	0,53	0,44

1. Сланцеватый диабаз (метадиорит). Жила. Р. Асса (Левинсон-Лессинг). 2. Анальцим-натролитовый миндельштейн. Балкария. 3. Диабаз. Жила. Колотан (Левинсон-Лессинг). 4. Диабазовый порфирит. Кучме-су, Балкария. 5. Диабаз. Жила. Р. Асса (Левинсон-Лессинг). 6. Альбитовый диорит. Центральный Кавказ. Там же. 7. Роговообманковое габбро. Жила. Кистинское ущелье (с роговой обманкой) (Левинсон-Лессинг). 8. Альбитовый диабаз. Красная Поляна (Белянкин, 1911). 9. Диабаз. Кванамский перевал. Архот. (Он же, 1914.) 10. Амфиболовое микрогаббро. Жила. Чачское ущелье (Левинсон-Лессинг, 1904). 11. Роговообманковое габбро, микрогаббро. Тумагер-Кая. Там же. 12. Авгитовый порфирит. Ананур. (Он же, 1911). 13 и 14. Диабаз Белоканы. 15. Порфирит. Там же. 16. Габбро-диабаз. Там же.

положенной р. Кодор. По указаниям И. Мушкетова, к серпентинитам приурочены мелкие выделения хромита в районе р. Клыча, левого притока р. Чхалты.

В южной Осетии гарцбургиты и связанные с ними хромиты развиты в районе бассейна р. Лопанис-Цхали и распространяются далее в район Имеретии (Зарагаульский и др.), где они были изучены в 1924 г. Твалчрелидзе и Смирновым, Флоренским и Барсановым, еще позже Чехеладзе. Здесь всюду развиты гарцбургиты и серпентиниты. Серпентиниты выступают, начиная еще с бассейна р. Лопанис-Цхали и р. Черотхели. По р. Нимисис-чеде основные породы выступают двумя изолированными участками в верховьях р. Шуале-чеде и, вероятно, продолжаются в районе массивов Никороглу и Шкелета. В этом районе Бежанишвили установил присутствие мелких зерен хромита.

Районы распространения этих пород интересны в отношении возможности нахождения как хромита и асбеста, так и никелевых и иных руд. Изучены они пока очень мало.

Таблица 41а

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	40,89	0,14	4,09	3,01	8,66	33,44	1,09	0,27	0,56	6,55
2	60,98	0,87	17,87	0,90	5,28	22,35	3,00	3,70	3,35	1,54

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,7	1,15	1,2	1:98,7	41,9	0,2	0,4	19.4	6,0
2	1,6	5,7	3,2	1: 2,07	68,5	5,4	4,4	10,3	6,0

№ анализа	al	fm	c	alk	si	k	mg	c/fm
1	3,6	93,9	1,7	0,8	17	0,06	0,82	0,02
2	36,5	30,4	13,6	19,8	250	0,47	0,40	0,43

1. Перидотиты с р. Черека, 2. Жильный сиенит оттуда же.

6. Кератофировые интрузии

Возраст кератофировых интрузий, как и ряда «зеленокаменных» порфиритовых, диабазовых и иных, чаще всего носящих жильный характер, относится главным образом ко времени нижней юры, т. е. ко времени послебатской или келловейской дислокации, как частично и кератофиры района рудника Эльбрус в Б. Карачае, относящиеся к более раннему времени позднее герцинских дислокаций.

Кварцевые кератофиры, выступающие в области рудника Эльбрус в Б. Карачае, представляют собой плотную, очень крепкую породу, белую, сероватую или красную, с вкрапленниками полевого шпата; они прорезают по различным направлениям свиту метаморфических пород Кубано-Худесского водораздельного мыса; особенно многочисленны выхода их на Кубанском склоне; они образуют верхнюю еще невполне денудированную часть сложно разветвляющейся интрузии кератофиров. Одна часть этой интрузии образует мощную дайку, проходящую параллельно водораздельному гребню (рис. 36 и 37).

Вкрапленники кератофира состоят из частично разъеденного кварца, альбита № 0—5, который частью преобладает над калинатровым полевым шпатом ($2V = 40—78°$); очень мало биотита, частично резорбированного и в значительной степени хлоритизированного. Основная масса кварцево-полевошпатовая, сферолитовая, с микрограни-

товыми промежутками, иногда микрогранитовая или микрогранофировая; сферолиты в ней до 1 *мм* в поперечнике; полевые шпаты основ-

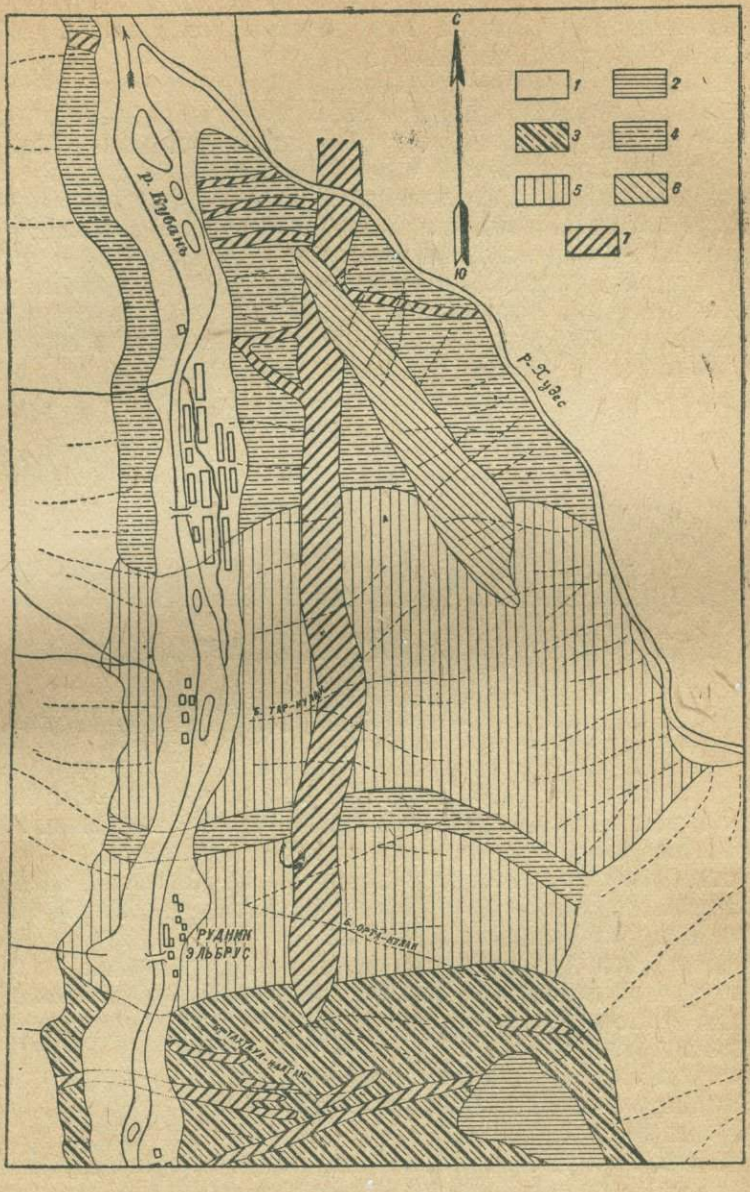


Рис. 36. Интрузии р. Кубани.

1—черные наносы; *2*—юрские песчаники; *3*—кварциты; *4*—роговообманковые сланцы; *5*—кварцево-слюдяно-хлоритовые и диоритовые сланцы; *6*—андезиты; *7*—кварцевые кератофиры.

ной массы — калинатровый полевой шпат и альбит. Здесь же присутствует и своеобразный плагиаплит, обильно проникнутый бурым карбонатом, пиритом и свинцовым блеском.

Район развития кератофиров характеризуется присутствием свинцово-цинково-серебряного месторождения рудника «Эльбрус». Руда состоит главным образом из свинцового блеска и цинковой обманки с содержанием 7% свинца и 25% цинка (Кузнецов). Содержание серебра в свинце в среднем 0,15%.

Первичные минералы — свинцовый блеск, цинковая обманка, очень мало халькопирита, пирит, окисные рудные минералы. Вторичные — церуссит, малахит, азурит — почти как минералогическая редкость, гидроцинкит, галмей, смитсонит, налеты и кристаллические образования реальгара и аурипигмента, кварц, карбонаты, барит.

Боковые породы серицитизированы и беризитизированы.

Генезис месторождения связывается с кератофирами, в свою очередь представляющими небольшие, сравнительно, отпрыски мощной глубинной интрузии. Проникая по трещинам, эти кератофировые отпрыски несли с собой рудные эманации и давали начало образованию рудных жил.

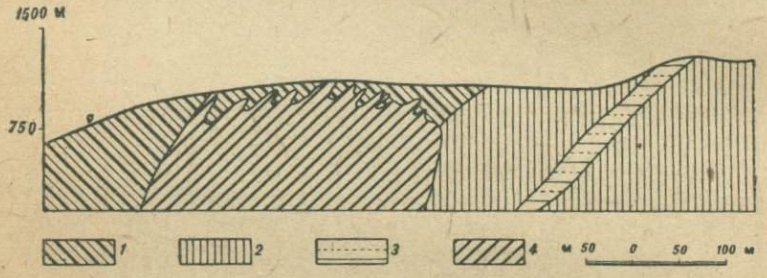


Рис. 37. Разрез через интрузии Кубани.

1—кварциты; *2*—кварцево-слюдяно-хлоритовые и диоритовые сланцы; *3*—роговообманковые сланцы; *4*—кварцевый кератофир.

Можно думать, что мы имеем здесь только верхи месторождения, которое с глубиной может увеличиться, и вместо рассеянных жил могут встретиться более мощные концентрации последних.

Широким распространением в районе Адай-Хоха с мышьяковыми месторождениями пользуются кератофиры, иногда (Тимофеев) принимаемыми за ортоклазовые порфиры.

Возможно, что рудоносность связана с диабазовой интрузией. Большое участие диабазовые породы принимают в образовании Джимаринского месторождения мышьяка, где имеются следующие породы контактного происхождения:

1) диопсидовые породы с кальцитом;
2) эпидотово-актинолитовые роговики;
3) породы из геденбергита;
4) участки породы из граната, диопсида, кальцита, кварца, лиеврита.

К ним, и в первую очередь к первым, приурочен мышьяковый колчедан в виде жил и линз.

Большое количество крайне разнообразных по своему петрографическому характеру пород данной группы нижнеюрского возраста изучены были в районе Бизингии и Балкарии, Д. С. Белянкиным (1914); кератофиры вместе с диабазами образуют здесь ряд пластовых, по преимуществу, даек среди песчаников и глинистых сланцев.

Крайне редко встречаются секущие дайки среди легче размываемых песчаников и сланцев. Эти кератофиры образуют вертикальные уступы и стены, резко выступающие на мягких сланцевых склонах.

Особенно крупные обнажения кератофиров находятся в долине р. Бизингийский Черек у с. Хулама в виде вертикальной стены, пересекающей поперек долину реки и пропиленной ею.

Кератофиры в районе Архотского перевала и Военно-Грузинской дороги выступают в ряде мест в очень сильно разрушенном состоянии. Значительно более свежи они в Бизингии и Балкарии, где они далеко непостоянны; это то типичные красные порфиры с крупными фенокристаллами полевого шпата, то плотные афировые породы белого или серого цвета с раковистым изломом, то, наконец, пузыристые, пемзовидные и иные разности. В них присутствуют: кварц, от-

Таблица 42

Химический состав кератофиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	76,48	0,11	12,79	0,53	—	0,53	0,79	0,28	3,65	0,75
2	60,93	Следы	18,12	1,58	—	0,15	0,21	0,29	11,10	0,50
3	63,67	0,68	17,92	2,40	1,16	0,33	0,13	0,57	6,93	4,10
4	58,28	1,60	16,45	3,92	2,50	—	0,56	1,87	6,40	4,53
5	69,45	0,15	12,48	1,42	0,33	0,02	1,15	0,15	2,26	5,84

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	0,14	10,2	5,32	2 :1	84,5	10,7	9,3	0	8,8
2	1,05	5,45	2,9	16 :1	72,6	18,8	0,3	0,9	9,7
3	1,05	5,6	2,9	4,7 : 1	73,1	14,3	0,9	4,8	7,2
4	1,25	5,35	2,5	1,8 : 1	70,5	11,6	0,8	7,6	6,8
5	1,1	8,85	4,35	2,7 : 1	80,9	13,0	0,4	6,6	3,7

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	54,0	14,8	2,0	29,2	550	0,11	0,58	0,13
2	46,1	6,9	1,3	46,7	257	0,03	0,18	0,19
3	34,7	13,7	2,5	39,1	257	0,29	0,06	0,18
4	36,5	21,9	7,5	34,1	224	0,32	0,15	0,34
5	44,6	18,1	1,5	35,8	424	0,63	0,56	0,88

1. Кварцевый кератофир Б. Карачая (Худес) 2. Порфировый кератофир. Мукол-Кая. 3. Кератофир оттуда же. 4. Кератофир типа трахита. 5. Афировый кератофир. Дайка в граните.

части вторичный, частично серицитизированный щелочной полевой шпат, следы слюдяного и хлоритового вещества и синеватой роговой обманки, примешанной к последнему, иголочки апатита, рудные зерна.

Основная масса в отдельных разновидностях неодинаковая—фельзитовая, трахитовая, иногда интерсертальная.

Имеется несколько типов этих кератофиров — кератофиры с порфировой структурой, кератофиры афировые, интрателлурические включения в кератофирах. Для порфировых кератофиров, помимо структуры, характерны также состав из альбита и калинатрового полевого шпата, то обрастающего альбит, то прорастающего его; кварца нет или его очень мало в связи с обычно большой основностью породы. Мафических минералов очень мало; иногда присутствуют биотит, обычно хлоритизированный, и зеленая роговая обманка. В одном из типов кератофиров альбит оказался обладающим оптически отрицательным характером. Отсюда опасность определения альбита по углу оптических осей.

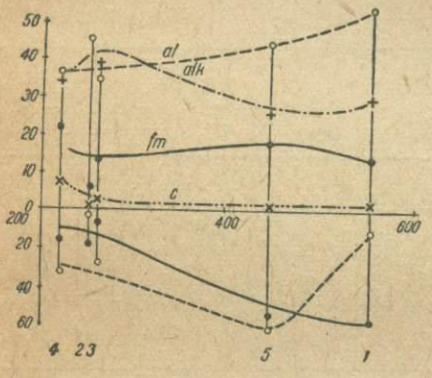


Рис. 38. Вариационная диаграмма кератофиров Центрального Кавказа 1—5.

Афировый кератофир плотный, светло окрашенный, с раковистым изломом. По своему внешнему виду он чрезвычайно сходен с кератофирами Георгиевского монастыря в Крыму (стр. 172); порода очень тонкокристаллическая, состоит из микролитов и мелких зернышек полевых шпатов, кварца, слюдяных и хлоритовых чешуек и комочков рудного вещества.

Интрателлурические включения отличаются тем, что промежутки между салическими минералами выполнены рудным веществом; в основной массе рудного тела лишь местами видны микролиты полевого шпата.

Судя по данным химического анализа, они состоят из 50% калинатрового полевого шпата и 50% красного железняка.

Другие включения представляют собой типичные ксенолиты гранитов, захваченные кератофировой магмой. Эти гранитовидные участки, однако, по мнению Белянкина, не ксенолиты, а более юный юрский гранит, выкристаллизовавшийся на глубине из той же кератофировой магмы. Это подтверждается тем, что Огильви (ИГК 1913, стр. 85—86) указывает на существование на Кавказе мезозойских гранитов. Эти гранитовидные включения состоят из кварца 36%, альбита 51%, мусковита и рудного вещества 6% и кальцита 7%.

Кератофиры с альбитом в качестве плагиоклаза отличаются значительной кислотностью при чрезвычайно малом значении числа *c*, при очень большом содержании щелочей (*alk*) при данной величине *si* и при резко выраженном преобладании Na_2O над K_2O, за исключением афирового кератофира, в котором $k = 0{,}63$ (рис. 38).

Особняком стоит кварцевый кератофир Худеса (Б. Карачая), который резко отличается от кератофиров Архотского перевала и Балкарии малыми значениями величин *al* и *alk* и также довольно

малой *k*. Породы такого рода можно рассматривать, как крайний продукт дифференциации гранитной магмы, как почти чистую кварц-ортоклаз-альбитовую породу. По Ниггли, это крайний член щелочно-гранитного (натрово-гранитного) типа магмы натрового ряда. Следует, однако, отметить, что как в кварцевом кератофире, так и в других породах данного района щелочные пироксены и амфиболы найдены не были.

Минералогический состав кварцевого кератофира характеризуется следующим образом по пересчетам состава двух образцов его (%):

I				II			
Кварц	37,44			Кварц	41,81		
Альбит	29,02	57,11	94,55	Альбит	32,67	53,31	95,12
Ортоклаз	28,09			Ортоклаз	19,24		
Пирит	0,51			Серицит	2,01		
				Биотит	1,38		
				Пирит	1,89		

Кератофиры частью сопровождаются также и своими туфами, — грубослоистыми светлозелеными породами, с лапилли кератофира, разрушенными кристалликами полевого шпата и кварца, изредка также и с разрушенной роговой обманкой.

7. Основные жильные породы Кавказа

Среди диабазовых и порфиритовых пород, к которым часто применяется, в связи с их характерной окраской и не всегда легким определением в поле название «зеленокаменные» Д. С. Белянкин различает две группы, именно: колотанскую и ассинскую. Следует отметить, что эти два типа зеленокаменных пород, установленные Белянкиным для района Архотского перевала, расположенного восточнее Казбека и тотчас восточнее Крестовского перевала на Военно-Грузинской дороге, встречаются также в большом числе других мест Центрального хребта. Это прекрасно видно на геологической карте Кавказа (масштаб 1 : 1 000 000, 1929), начиная от северо-западного конца Кавказского хребта и до Архотского перевала, возможно и далее на юго-восток, главным образом в бассейнах рр. Кубани, Садона, Теберды, Терека, Ардона, Ассы. Имеются они, как исключение, и на далеком юго-востоке Главного хребта — на р. Самуре.

Образуют они частью эффузии, сопровождаемые туфами, частью интрузивные залежи и дайки среди глинистых сланцев и песчаников нижней юры. Возраст их нижнеюрский, совпадающий со временем батских или келловейских дислокаций. Местами они наблюдаются в значительном количестве, например, в области Дарьяльского гранитного массива. Характеристика этих отдельных групп зеленокаменных пород дана Д. С. Белянкиным в следующем виде:

Колотанская группа	Ассинская группа
1. Полнокристаллические интрузивные разности. Сопровождаются эффузивными (пузыристыми, туфовидными, шаровыми) породами. Небольшие массивчики, линзы, жилы и прослои в сланцах. Жилы и прослои скучиваются в крупные комплексные сланцево-диабазовые дайки.	1. Исключительно интрузивные диабазы и порфириты. Пластовые дайки небольшой мощности распределены в сланцах более или менее равномерно.

2. В минералогическом отношении характерны: преобладание кислого плагиоклаза, свежесть пироксена, за исключением случаев, когда порода сильно кальцитизирована, хлоритовый мезостазис и т. д.	2. Преимущественно лабрадоровые диабазы и порфириты с уралитизированным в той или иной мере пироксеном; сильно метаморфизованные порфироиды.

Для колотанской группы пород совершенно ясно, что они образовались одновременно с содержащей их толщей. Что касается ассинской группы, дело обстоит более сложно. Повидимому, их возраст несколько более поздний, так как они как бы внедряются в уже сложенные в складки глинистые сланцы.

В общем, диабазы колотанской группы обычно кислые, содержат всего около 10% и менее анортита, в то время как для плагиоклаза ассинских пород характерное присутствие анортита достигает 54%. В обоих случаях плагиоклаз отличается резко выраженным зональным строением.

Несколько своеобразны диабазы Балкарии, которые в ряде случаев характеризуются присутствием цеолитов — анальцима и натролита — одновременно с лабрадором.

Моноклинический пироксен во всех разновидностях пород обладает одинаковыми оптическими свойствами и принадлежит диопсиду, довольно бедному CaO.

Зеленокаменные породы Дарьяльского массива с замечательной правильностью располагаются в виде почти вертикальных даек, причем среди них встречаются как порфировые разности (порфириты), так и плотные крупно-, средне- и мелкозернистые с диабазовой структурой (диабазы). При более кислом характере в них отсутствует офитовая структура, как это хорошо видно в районе Ассы и Рокши. (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1890), где присутствуют авгитовые порфириты наряду с диабазами и диоритовидными породами. Часть зеленокаменных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выделяет под названием роговообманковых микрогаббро и ультраосновных микрогаббро-диоритов (1890, стр. 125).

В районах Ассы и Колотани развиты частью типичные зеленовато-серые диабазы, состоящие из плагиоклаза и пироксена, с резко выраженной офитовой структурой, иногда с переходами в породы, близкие по своему составу и структуре к габбровым породам. Здесь же в ряде мест можно наблюдать переходы диабазов, габбровидных пород, порфиритов и других зеленокаменных пород в новые породы, большей частью сланцеватые — метадиориты, амфиболиты разного рода, диабазовые и роговообманковые сланцы и т. д.

Эти породы оказывают значительное влияние на сланцы, с которыми они находятся в соприкосновении: преобразовывают их, частью также их инъекцируя и сами изменяясь. В результате получаются породы, относительно которых не всегда можно сказать, являются ли они осадочными или изверженными. Такого рода породы с порфировидным строением Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1890) относит к порфиритоидам. В диабазовых контактах образуются роговики, обогащенные натровым алюмосиликатом в виде альбита.

Упомянутые выше балкарские диабазы характеризуются присутствием натролита и анальцима, в то же время обладают резко выра-

женной офитовой структурой при крупнозернистости породы; лабрадор присутствует в них в трех генерациях:

1) лабрадор зональный, образующий фенокристаллы;

2) альбит с ядром из лабрадора;

3) альбит в основной массе вместе с хлоритовым веществом, частью с анальцимом.

Имеются также дайки, образованные в одних случаях, альбитовым порфиритовым мандельштейном с альбитом № 5; другие состоят из лабрадоритового порфирита — мандельштейна с плагиоклазом № 55—65; в других случаях, ортоклазовыми порфиритами, в которых плагиоклаз часто образует оболочки вокруг кристаллов ортоклаза, т. е. наблюдается обратная последовательность кристаллизации минералов.

Одна из своеобразных пород образует в Балкарии дайки из анальцимового мандельштейна, состоящего из преобладающих альбита и моноклинического пироксена с 8% натролита, 1,5% анальцима и довольно большого количества кальцита.

Близки к этим породам альбитовые диабазы в районе Красной Поляны на северо-западном конце Главного хребта, состоящие из большого количества авгита и плагиоклаза, близкого к альбиту, с малой примесью хлорита. Структура их офитовая. В районе Красной Поляны по р. Мзымте развита мощная серия слоев нижнеюрских туфогенных образований, порфиритовых туфов и туфобрекчий с покровами порфиритов. В верхней части этой свиты имеются авгитовые порфириты и порфириты с характером подушечных (шаровых) лав с миндалекаменным сложением. (Робинсон. Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. ИВГРО, 1932, т. 51, вып. 73).

От других пород Балкарии альбитовый диабаз отличается значительно большей основностью.

В районе Красной Поляны (в северо-западной части Главного хребта) диабазы и диабазовые порфириты вообще представлены теми же двумя типами, как и в средней части его, именно — ассинским и колотанским типами. Первый представлен преимущественно темными разностями диабаза с уралитовой роговой обманкой и с основным плагиоклазом; он ограничен пределом Главного хребта и за пределы линии надвига не уходит. Эти диабазы образуют многочисленные интрузивные пласты и секущие дайки среди кристаллических сланцев и гранитов, проникая в виде пластовых интрузий в палеозойские и юрские породы.

Диабазы и диабазовые порфириты колотанского типа более светлые, с хлоритом и обычно с кислым плагиоклазом. Они особенно распространены в области развития лейаса и образуют пластовые интрузии и дайки в среднеюрских глинистых сланцах. Среди них имеются также и альбитовые диабазы (Д. С. Белянкин, 1914, Робинсон, 1932).

Имеются также порфиритовые туфы и туфогенные песчаники.

В районе Белоканского медного месторождения, между Лагодехи и Закаталы, к северу от Ганджи, на южном склоне Главного хребта, развиты многочисленные интрузивы в виде пластовых даек 0,5—25 *м* мощности, представленные различными зеленокаменными породами — диабазами, порфиритами, габбро-диабазами; породы грязно-зеленые, сильно измененные, то с ясно выраженной диабазо-

вой структурой в диабазах, то без нее в габбро-диабазах, с порфировой структурой в случае порфиритов.

Плагиоклаз этих пород, главным образом диабазов — лабрадор-андезин.

Среди зеленокаменных пород данного района Паффенгольц (1931) различает те же два типа, как и Д. С. Белянкин и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в районе Ассы и других мест Центрального Кавказа, именно: 1) тип колотанский — пластовые дайки, главным образом диабазов, внедрившихся после дислокации сланцев и 2) тип ассинский — порфиритовый, внедрившийся, когда средне- и нижнеюрские сланцы не были еще дислоцированы. Месторождения меди и других руд связаны, по Паффенгольцу, с диабазовыми интрузиями. В этих рудах присутствует до 80% пирротина и до 40% халькопирита. Имеются элементы: Cu, Fe, S, Pb, Zn, B (турмалин) и др. Все говорит за высокую температуру кристаллизации рудных тел.

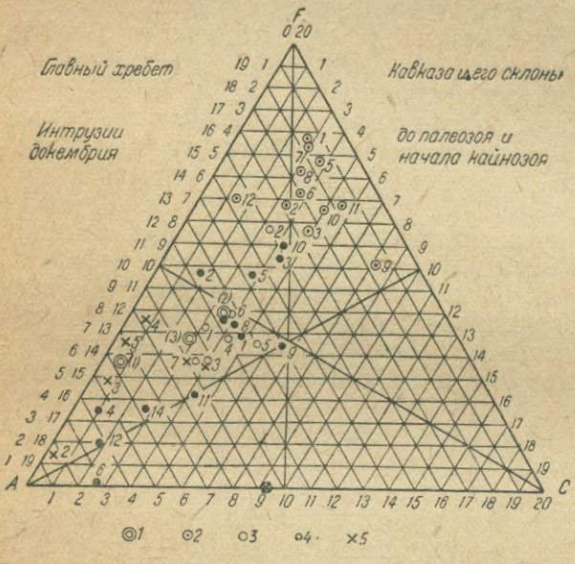


Рис. 39. Интрузии Кавказа и его склонов, от докембрия до кайнозоя (по Озанлу). *1 — 5* **— эопалеозойские интрузии.**
1—12—основные интрузии Центрального Кавказа; *1—5*—кератофиры; *1—14*—гранодиоритовые породы.

Плотный зеленовато-серый авгитовый порифирит из Ананура на южном склоне Главного хребта состоит из разрушенного плагиоклаза в виде вкрапленников и в основной массе, а также из авгита. По своему составу он приближается к андезитам и в то же время занимает промежуточное место между кератофирами и зеленокаменными породами.

Сопоставление данных химических анализов, в связи с данными минералого-петрографического изучения свиты кератофиров и зеленокаменных пород Центрального Кавказа, показывает большое сходство различных типов их друг с другом, причем среди них можно выделить несколько групп в зависимости прежде всего от кислотности их:

Наиболее кислыми из них, но не наиболее богатыми щелочами, являются кварцевые кератофиры Б. Карачая (худесские оксикератофиры). Они же отличаются минимальной величиной *c*. Для них характерно большое содержание окиси магния, в отличие от кератофиров Кавказа вообще (рис. 39 и 40).

Следующую группу составляют генетически связанные с кварцевыми кератофирами кератофиры, обладающие общим петрографическим характером: при очень малой величине *c*, очень большой — *alk* и малой, но не всегда одинаковой — *k*; для них характерна также малая величина *mg*. К ним близко стоит несколько более основной

«порфир» р. Думалы, также характеризующийся большой величиной *alk*, несмотря на малую *si* и несколько большую величину *c*, сравнительно с кератофирами.

Своеобразный характер носит авгитовый порфирит Ананура, отличающийся тем, что он занимает вполне определенное среднее положение между группой порфирито-диабазовых пород и кератофирами, связывая эти две группы пород.

Для него характерна и притом значительно уменьшенная величина *alk*, сравнительно с кератофирами — слишком малая сравнительно с тем, что должно быть на промежутке между кератофирами и диабазово-порфиритовыми диоритами, и малая величина *c*.

Группа пород, относимых к нижнеюрским зеленокаменным породам, как в районе Ассы и Военно-Грузинской дороги, так и в районе Безингии и Балкарии, в общем обладают одинаковым типом, включая альбитовые породы. Для этой группы, включая и краснополянский альбитовый диабаз, характерно постепенное падение *alk* по мере уменьшения *si*. Можно сделать следующее сопоставление этих пород по различным методам пересчета их химического состава:

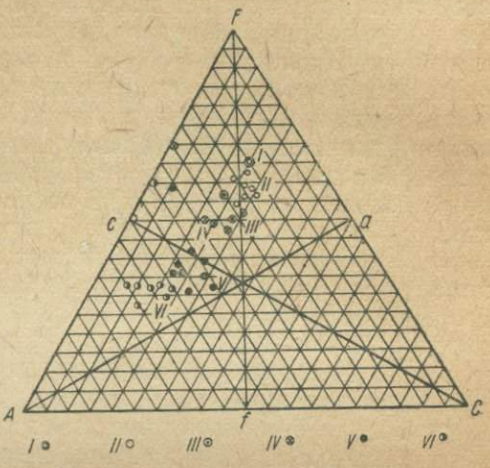


Рис. 40. Диаграмма по Озанну.

I—базальт; *II*—андезито-базальт; *III*—андезит; *IV*—андезито-дацит; *V*—дацит; *VI*—щелочной дацит.

	По Левинсон-Лессингу	Тип магмы, по Ниггли
1. Анальцимово-натролитовый мандельштейн	Диорит-мелафир	Эссекситово-габброидный
2. Авгитовый порфирит Думалы	Мелафир-эссексит	Нормально эссекситовый
3. Сланцевый диабаз Колотан	Шонкиниты	Тералито-габброидный
4. Диабаз, Асса	Базанит	Нормальный габброидный
5. „ „	Габбро	Тералито-габброидный
6. Альбитовый диорит Ц. Кавказа (Л.-Л.)	Мелафир	Габбро-диоритовый
7. Роговообманковое габбро, Кистинка	Шонкинит?	„ „
8. Альбитовый диабаз, Красная Поляна	Вогезит	Нормально-габброидный (тералитовый)
9. Диабаз, Архот	Базальты (близко)	Анортозито-габброидный
10. Амфиболовое микрогаббро, Чачское ущелье	Диабаз	Нормально-габброидный (тералитовый)
11. Роговообманковое микрогаббро, Тумагор	„	Оссипито-габброидный
12. Авгитовый порфирит, Ананур	Порфирит	Промежуточный между эвизитом и луяврикитовым порфиритом

Таким образом, породы, по данным пересчета по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, подходят под группу производных зеленокаменной (базальтовой) магмы — основных пород или базитов, кроме ананурского, близкого к порфиритам щелочноземельной магмы.

Характерно для этих пород Центрального Кавказа то, что по существу они представлены магмами базальтовой, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, главным образом габброидной частью и тералитовогабброидной, по Нигли, реже более кислыми разностями, причем все породы отличаются друг от друга не столько первично магматическими особенностями образования при дифференциации, сколько последующими изменениями пород возможно во время их интрузии в связи с процессами эндоконтактного метаморфизма и рядом последующих гидрохимических процессов на более или менее значительных глубинах.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выделил в районе Кавказа особый тип пород, который он назвал порфироидами; они развиты среди сланцев Центрального хребта. К ним относится совокупность основных пород, в которых наблюдается первичная или вторичная псевдопорфировая структура с более или менее значительным содержанием продуктов преобразования первичных минералов, с глубоко измененной первичной структурой и составными частями — от пироксена обычно не остается следов. Особенно часто образуются они из диабазовых пород.

Плагиоклаз порфироидов обычно представлен новообразованным альбитом; часты новообразования кальцита, также вторичных амфиболов, хлорита, слюд (см. Н. Н. Смирнов. Исследование явлений альбитизации в изверженных горных породах. Москва, 1913).

8. Щелочные интрузивы района Минеральных вод и Дзирульского массива

В двух отдаленных один от другого, в то же время симметрично расположенных по отношению к Главному хребту районах — Минераловодском на севере и Дзирульском на юге, развиты близкие по химическому составу породы с щелочным характером той магмы, которая дала им начало.

В Минераловодском районе они были изучены особенно детально В. М. Дервиз, которая подробно описала их и дала ряд химических анализов (1905). Породы Дзирульского массива описаны в неопубликованной работе Г. Смирнова и Заради.

Минераловодская группа пород. В окрестностях Минеральных Вод в степной местности подымается ряд возвышенностей, прекрасно видных из поезда и из Пятигорска. Эти горы располагаются то в одиночку, то группами. Характерно то, что они во время своей интрузии приподняли покрывавшие их породы и образовали типичные лакколиты, причем угол падения вышележащих пород достигает в одних случаях 5—10°, в других доходит до 40—50° (рис. 41 и 42).

Характерно, что приподняты слои не только нижнемеловые и нижнетретичные, но также и более юные. В окрестностях Кисловодска между Кумой и Подкумком выступают дайки трахита, как показатели наличия здесь же криптолакколита, приподнявшего слои

вплоть до баталинских глин; это указывает на его юный возраст — послечокракский и до четвертичного (В. Н. Лодочников, 1931). Трахит здесь щелочной с эгирин-авгитом, в то же время лампрофиро-

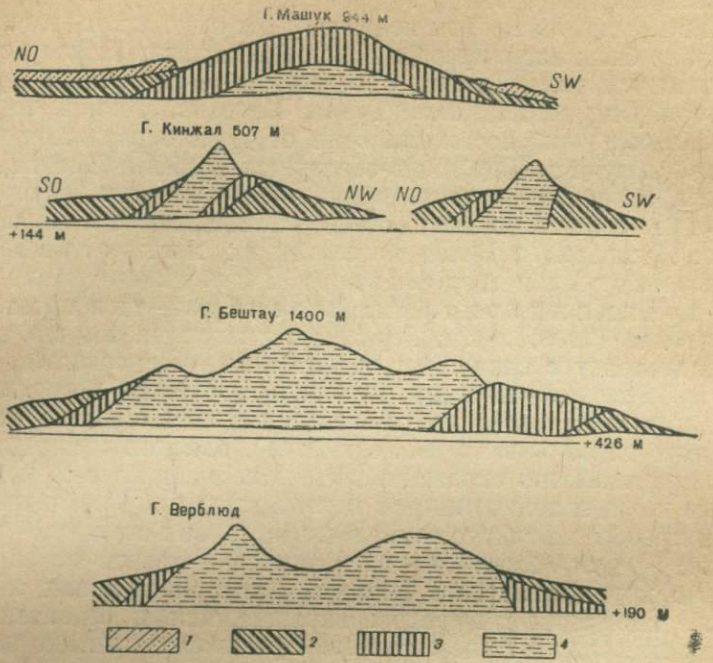


Рис. 41. Щелочные интрузии окрестностей Минеральных Вод.
1—верхнетретичные отложения; *2*—нижнетретичные отложения; *3*—сенон; *4*—щелочные породы (трахиты).

вый, судя по характеру биотита, образующего вкрапленники. Сам трахит гибридный, судя по его лампрофировидному характеру.

Интрузии частью еще недостаточно размыты и обнаруживаются благодаря своеобразной выпуклой вздутой форме возвышенности

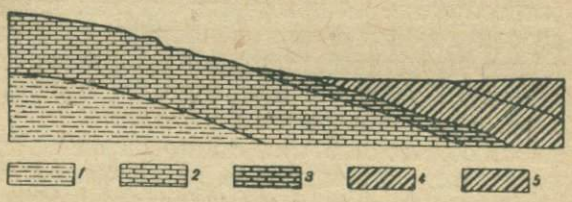


Рис. 42. Разрез интрузии щелочных пород окрестностей Минеральных Вод (по Лодочникову).
1—трахит; *2*—меловые отложения C_2; *3*—меловые отложения $C_{3/2}$; *4*—палеоген; $P_{1/2}$ *5*—палеоген P_3.

и образуют криптолакколиты (Машук, Лысая, Кокуртан) или размыты в большей или меньшей степени, и тогда лакколиты и породы, их образующие, выступают на поверхность земли в виде скалистых масс, частью с отвесными стенами, с осыпями и развалками, иногда причудливой формы, благодаря которым получили в ряде случаев свои

названия — Верблюд, Кинжал, Бык и др. Слабее всех размыты те возвышенности, которые располагаются в восточной части области их развития. Некоторые состоят из нескольких масс, соединенных вместе, как, например, Бештау.

Как и в Крыму, лакколиты почти не дают ответвлений в виде даек, и ни разу не были встречены их пластовые залежи. Наряду с лакколитами имеются также дайки с северо-северо-восточным простиранием — горы Острая, Развалка, Тупая, Медовка. Иногда по той же линии на небольшом расстоянии один от другого располагаются два лакколита (Джуца и Юца) или образуется гребень (Змейка).

Породы, развитые на территории, прилегающей к Минеральным Водам, определялись и назывались различными исследователями различно: Мушкетов и Велен называли их микрогранитами и фельзитовыми порфирами, Шафаржик—трахитами, Дервиз—трахилипаритами, Розенбуш—липаритами и трахитами (1908, 1912); Герасимов указал на то, что в состав этих пород наряду с санидином входит также и анортоклаз, эгирин, авгит и арфведсонит—типичные минералы щелочных пород, и предложил для них самостоятельное название, как для особенно типичных пород нового типа, бештауитов (1911), близких к пантеллеритам.

Эти породы обычно окрашены в светлосерые и бело-серые, иногда беловатые цвета и только иногда в контактах с карбонатными породами они приобретают более темную окраску. Они все мелко- и тонкозернистые, редко более крупнозернистые — гранит-порфировые — в особенно крупном массиве Бештау. Чаще всего в них отчетливо видны обе генерации минералов: вкрапленники и основная масса; среди них преобладают плезиофировые разности вплоть до невадитовых, реже они олигофировые или афировые. Среди вкрапленников преобладают полевые шпаты в особенности санидиновый калинатровый полевой шпат, по Розенбушу (1908), по Герасимову (1911) — анортоклаз, реже плагиоклаз (олигоклаз или андезин), кварц, также мафические минералы — биотит, типа лепидомелана, моноклинический пироксен (диопсид и эгирин-авгит), амфиболы (обыкновенная роговая обманка и арфведсонит), также апатит, титанит, ортит. Относительное количество этих минералов в числе вкрапленников чрезвычайно разнообразны. В некоторых случаях мафические минералы среди первой генерации почти полностью отсутствуют (гора Бык) и выделения представлены только плагиоклазом и кварцем, в других присутствуют также те или иные из перечисленных мафических минералов, редко одна роговая обманка.

Основная масса обычно плотная, светло окрашенная, по большей части она преобладает. Структура ее разнообразна: то трахитовая с резко выраженным удлинением микролитов санидинообразного анортоклаза (Юца, Золотой Курган, Джуца, Острая, Кабан, Змеиная), то ортофировая с неправильными очертаниями зерен анортоклаза (Бештау), то промежуточная с укороченными микролитами анортоклаза и неправильными зернами кварца (Верблюд, Бык, Шелудивая, Кинжал); иногда наблюдается флюидальная структура. В некоторых типах салические вкрапленники отсутствуют совершенно.

В химическом отношении породы Минераловодской группы отличаются большим разнообразием в связи с большими колебаниями содержания кремнекислоты от пород, приближающихся к липари-

там (пантеллеритам) с 70—73% SiO_2, и тогда с вкрапленниками кварца (Бык, Бештау, Железная), до пород, близких к кислым трахитам с содержанием всего 63% SiO_2 (Юца).

Характерно также большое содержание щелочей в особенности калия, почти всегда преобладающего над натрием, т. е. породы относятся к щелочно-калиевой магме; нередко значительно содержание окиси магния, достигающее 4,4% в породах, наиболее бедных кремнекислотой.

При сопоставлении диаграмм Ниггли состава горных пород Пятигорской группы и одновременно также и Дзирульского массива ясно можно видеть некоторые любопытные особенности их (рис. 43).

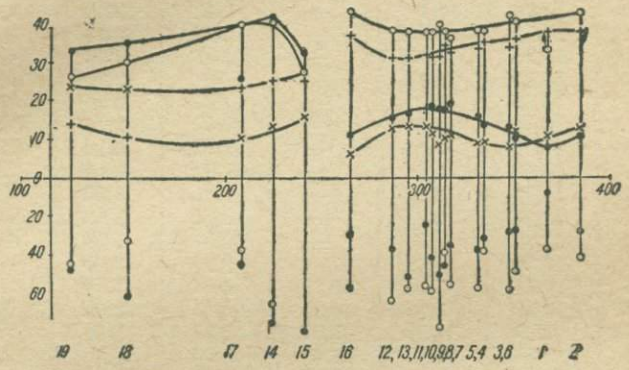


Рис. 43. *1 — 16* — щелочные породы окрестностей Минеральных Вод.

17 — 19 — щелочные породы Дзирульского массива.

Породы Пятигорской группы от № 1 до № 13 — липариты, трахилипариты и дацито-липариты — образуют полную серию генетически тесно связанных друг с другом пород.

Особняком стоит в конце их ряда № 16 кварцевый трахит западного склона Бештау, резко отличающийся от остальных пониженной величиной *c*, более щелочным характером и ненормально увеличенной величиной *alk*.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, это — кварцевый трахит, как показывает и сравнение формулы его для данной породы с формулой нормальных кварцевых трахитов.

Далее, особняком стоят породы № 14 и 15 Лысой и Юцы, которые Ф. Ю. Левинсон-Лессинг относит к санторинитy.

Характерно то, что, судя по диаграмме, они отличаются от других пород Пятигорского района повышенным значением *c*, т. е. большим против нормы содержанием CaO, также повышенной величиной *fm* и пониженной — *al*; характерно то, что содержание щелочей (*alk*) падает нормально, в генетической связи с другими породами и соответственно уменьшению величины *si*; в этом отношении они близки, как видно из диаграммы, к анальцимовому сиениту Дзирульского массива, несколько более основному, чем эти санторинитовые породы Пятигорского района.

Таблица 43

Химический состав щелочных пород района Минеральных Вод

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	73,19	14,81	1,79	—	0,13	2,00	4,55	4,64
2	73,17	14,33	2,24	—	0,44	2,14	3,78	4,45
3	71,39	15,06	2,70	—	0,54	1,66	3,02	6,70
4	70,66	14,33	2,90	—	0,70	1,94	3,96	6,27
5	71,38	14,45	2,88	—	0,92	1,93	3,44	6,45
6	71,20	14,39	2,13	—	0,41	2,40	3,99	5,74
7	70,66	13,98	3,58	—	1,20	2,18	3,44	6,45
8	70,10	14,31	2,88	—	1,13	2,22	4,80	4,73
9	69,57	15,10	2,43	—	—	2,00	1,64	8,63
10	69,33	14,75	3,04	—	1,12	2.54	3,03	6,59
11	68,25	14,92	2,91	—	0,53	2,74	3,41	6,45
12	67,70	15,74	3,06	—	0,95	3,10	2,83	7,24
13	67,50	14,77	2,46	—	1,32	3,15	3,13	6,60
14	64,02	14,74	3,02	—	4,41	3,52	2,63	7,37
15	62,86	12,23	3,65	—	3,87	3,83	1,23	9,16
16	64,62	18,22	2,68	—	0,57	1,56	4,07	8,34
17	59,88	19,59	3,65	1,46	2,10	2,75	4,51	4,15
18	52,47	18,31	7,11	1,78	4,18	7,79	2,65	1,72
19	50,15	19,10	5,13	4,51	4,66	9,21	0,56	0,48
20	68,83	0,29	14,05	1,07	1,36	1,14	2,36	3,65
21	67,46	0,28	15,13	0,60	1,60	0,89	2,37	4,21
22	72,75	Следы	14,81	0,89	1,28	0,21	1,15	4,01

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,1	8,06	3,9	3,34 : 1	78,5	13,6	1,7	4,7	6,2
2	1,1	8,06	4,0	1,16 : 1	79,1	11,7	3,7	4,6	5,7
3	1,0	7,37	3,7	2,74 : 1	77,6	12,2	2,0	4,9	4,1
4	1,1	7,3	3,6	2,5 : 1	76,9	11,9	0,9	7,2	4,9
5	1,1	7,31	3,5	1,17 : 1	77,0	11,6	1,7	6,7	4,5
6	1,2	7,86	3,7	2,4 : 1	77,5	12,3	1,5	6,2	5,1
7	1,2	7,25	3,5	1,8 : 1	76,0	10,4	1,2	8,4	4,5
8	1,2	7,31	3,5	1,89 : 1	75,9	11,1	1,1	7,8	6,1
9	1,2	7,18	3,4	1,64 : 1	76,0	10,7	2,7	6,6	2,2
10	1,2	7,18	3,4	1,64 : 1	75,7	10,4	2,4	7,2	4,1
11	1,1	6,77	3,3	2 : 1	75,6	11,2	2,1	6,7	4,4
12	1,2	6,58	3,2	1,58 : 1	74,2	10,3	2,6	7,1	3,7
13	1,3	7,12	3,3	1,37 : 1	74,6	10,1	2,0	7,9	4,2
14	1,8	6,68	3,2	1 : 1,44	69,3	7,3	1,4	11,3	3,5
15	1,9	7,13	2,9	1 : 1,41	70,2	7,1	0,2	12,7	1,7
16	1,0	5,68	2,6	3,73 : 1	72,7	13,5	2,2	4,3	4,2
17	1,1	4,63	2,5	1 : 1,1	68,5	7,4	3,2	9,4	5,0
18	1,4	3,38	1,8	1 : 5,1	62,0	3,0	55,6	11,4	7,1
19	1,3	3,82	1,8	1 : 24	55,0	4,2	3,4	12,4	5,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	43,4	7,6	10,6	38,4	366	0,38	0,12	1,78
2	44,0	11,6	12,0	32,4	383	0,42	0 30	1,02
3	43,0	13,3	8,8	34,9	346	0,59	0,29	0,66
4	39,3	14,5	9,6	36,5	336	0,37	0,32	0,66
5	39,5	16,4	9,6	34,5	330	0,55	0,38	0,59
6	40,9	10,4	12,2	36,5	346	0,49	0,28	1,17
7	36,7	19,9	10,4	33,0	315	0,55	0,40	0,52
8	37,9	17,3	10,6	34,2	315	0,40	0,44	0,61
9	40,0	18,5	9,5	32,0	315	0,77	0,55	0,53
10	39,0	17,8	11,6	31,6	312	0,59	0,42	0,65
11	39,9	13,2	13,2	33,6	311	0,56	0,26	1,00
12	39,1	15,6	13,8	31,5	286	0,63	0,38	0,25
13	37,8	16,2	14,4	31,5	295	0,58	0,52	0,89
14	30,4	31,2	13,3	25,2	225	0,65	0,74	0,42
15	27,4	32,5	15,5	26,6	240	0,83	0,81	0,48
16	44,0	11,3	6,7	38,0	265	0,57	0,30	0,59
17	40,1	25,2	10,4	24,3	209	0,38	0,43	0,41
18	30,0	36,5	23,2	10,3	150	0,32	0,64	0,61
19	2[illegible],9	34,4	23,4	14,8	120	0,46	0,48	0,67

1. Липарит (кварцевый порфирит), гора Бык. 2. То же, гора Бештау, северо-восточный склон. 3. То же, гора Железная. 4. То же, гора Развалка. 5. Трахилипарит, гора Джуцкая. 6. Дацито-липарит, гора Бештау, юго-западный склон. 7. Трахилипарит, гора Змеиная. 8. То же, там же. 9. То же, гора Золотой Курган. 10. То же, гора Кабан. 11. То же, гора Кинжал. 12. То же, гора Верблюд. 13. То же, гора Медовая. 14. Санторинит, гора Лысая. 15. То же, гора Юца. 16. Кварцевый трахит, Бештау, западный склон. 17. Анальцимовый сиенит р. Супси, Дзирульский массив. 18. Супси-Дзирульский авгитово-биотитовый диорит. Супси. Дзирульский массив. 19. Роговообманковый андезито-базальт. Дзирульский массив, р. Супси. 20. Трахит, гора Острая. 21. То же, гора Тупая. 22. То же, гора Бык.

Повидимому, последняя генетически связана с породами Пятигорского района, хотя и резко отличается от них коэфициентами *k* и *mg*.

Щелочные породы Дзирульского массива

В районе Дзирульского массива Заридзе и Г. М. Смирнов описали ряд характерных щелочных пород, отличающихся присутствием в них анальцима, именно в порядке возраста — анальцимовый трахит, далее более юный сиенитовый интрузив р. Супси с входящими в его состав сиенитами, сиенит-порфирами и другими породами, еще более юную анальцимовую сиенитовую интрузию и пересекающие ее габбро-сиениты. Анальцимовый трахит серый, с вкрапленниками биотита и зернами розового анальцима; вкрапленники образованы калинатровым полевым шпатом, альбитом и биотитом; имеются также микродиоритовые одновозрастные интрузии, состоящие из плагиоклаза и моноклинического пироксена.

Более юная и в то же время довольно крупная интрузия сиенитовой магмы по р. Супси дала начало средним породам серого цвета, среднезернистым, крупнозернистым, равномернозернистым, с плагиоклазом № 36—39. В них преобладает пироксен, меньше биотита

в особенности роговой обманки (анализ № 18). Частью они более крупнозернисты.

Породы, слагающие кровлю интрузии, отличаются мелкозернистостью и порфировой структурой (сиенит-порфиры). Количество темных минералов убывает по мере приближения к поверхности массива.

Таблица 44

	Сиенит-диорит				Сиенит				Сиенит-порфир	
Кварц	—	—	—	—	0,2	85,1	2,3	83,9	4,8	98,3
Калинатровый полев. шпат	12,3	78,9	36,3	79,9	75,4		83,7		31,6	
Плагиоклаз . .	66,6		43,6		9,5		8,9		1,9	
Биотит	3,2	17,3	9,1	20,8	3,2	14,9	0,5	5,3	—	1,6
Диопсид и рогов. обманка	10,7		3,8		8,2		3,5		—	
Магнетит . . .	3,4		3,8		3,5		1,2		—	—

Схема очень любопытна в том отношении, что она дает совершенно отчетливое представление о процессе дифференциации в этом массиве по удельному весу.

Анальцимовый сиенит выступает у с. Диди-Вани по краям массива из более мелкозернистой породы. Порода, светлосерая и розовая, гипидиоморфно-зернистая, состоит из калинатрового полевого шпата (67%), плагиоклаза № 12—14 (16,6%), биотита, диопсида, роговой обманки (всех трех темноцветных 6,4%), анальцима, натролита и других второстепенных минералов. Промежутки между кристаллической массой заполнены скоплениями радиально-лучистого натролита и неправильными зернами анальцима (10,3%) гистеромагматического происхождения. Он часто замещает калинатровый полевой шпат на подобие тому, что наблюдается в тешените Иори (Герасимов).

Наиболее юные габбро-сиениты у того же с. Диди-Вани темносерые, среднезернистые, дайками пересекают анальцимовые сиениты. Они отличаются порфировидной структурой и содержат отдельные вкрапленники диопсида. Мощность даек достигает 20 *м*. Породы состоят главным образом из плагиоклаза, моноклинического пироксена, меньшего количества калинатрового полевого шпата (санидина), анальцима и биотита; часть плагиоклаза замещается радиально-лучистым натролитом.

Таким образом, район Дзирульского массива в отличие от других районов, по крайней мере в изученной его части, характеризуется развитием ряда анальцимовых пород — анальцимовых сиенитов, анальцимовых габбро-сиенитов, анальцимовых трахитов. К этим породам близки содержащие анальцим тешениты Иори (Герасимов, 1931), Курсеби (Д. С. Белянкин, 1912), В. Рачи.

В районе р. Супси развиты роговообманковые андезито-базальты, темносерые с белыми и зеленоватыми пятнами, порфировой структурой (анализ 19), также авгитовые андезиты, основная масса которых образует около 50% всей породы; в состав ее входят главным образом микролиты олигоклаза длиной 0,04—0,1 *мм*; во второй генерации — андезин № 52.

Контакты щелочных пород Пятигорско-Минераловодского района с окружающими их породами проявляются на незначительных расстояниях от магматических пород. В ряде случаев вообще не проявляется изменений пород в контактах, в особенности, если эти породы представлены песчаниками. Местами изменяются в одних случаях чистые известняки, в других — мергеля. Происходит мраморизация, причем как в мраморах, так и в мергелях появляются многочисленные мелкие кристаллики граната, располагающиеся пятнами. Эндоконтактовые изменения проявляются только в контакте с известняками и выражаются лишь в уменьшении размеров зерен, образующих основную массу пород. В контакте с мергелями (Змеиная и Кинжал) проявление эндоморфизма более резки; породы становятся более темными, появляются многочисленные черные мельчайшие зернышки; мергеля при этом также делаются более плотными, и в них возникает большое количество непрозрачного вещества. Характерно то, что в аналогичных породах американских лакколитов процессы контактного метаморфизма почти не проявляются, также и в контакте с известняками. Сами породы содержат обычно почти неизменно обломки пород, с которыми они находятся в контакте или которые они прорвали при своем извержении.

На горах Бык и Золотой Курган, по всем признакам также и на горе Машук, контакты между карбонатными породами и трахилипаритами носят несколько иной характер. Они ведут к образованию, благодаря пневматолитическим процессам, скоплений помимо таких новообразований, как гранат, также и более или менее значительных количеств датолита (кальциевого боросиликата). Метаморфизованные породы представлены здесь разными типами: 1) собственно датолитовыми породами — датолитово-гранатовыми, пятнистыми датолитовыми и датолитово-кальцитовыми породами. Им противополагаются датолитовые известково-гранатовые кремнистые глины и апофиллитовые гранатовые породы. Датолитово-гранатовые породы состоят из датолита, граната и глинистого вещества и содержат также вторичные минералы, к которым относятся пектолит, десмин, анальцим, натролит, цоизит, а из числа кластических минералов надо отметить кварц, полевой шпат и рудные минералы.

Образование датолита обусловлено частью пневматолитовыми процессами, частично также и гидротермальными. Месторождение такого рода в крупном масштабе найдено только здесь, причем руды с 6% B_2O_3 присутствуют в количестве до 30 000 *т* на Быке, до 6 000 *т* на Золотом Кургане. Они представляют собой исключительный интерес, как новый тип месторождений бора.

Нет сомнения, что сами трахилипариты и другие связанные с ними породы имеют большое практическое значение как кислотоупорный материал.

9. Новейшие эффузивы Главного хребта

Новейшие эффузивы верхнетретичного и четвертичного возраста выступают в нескольких местах; особенно хорошо изучены они в районе Эльбруса и Казбека, меньше в районе Дзирульского массива, на южном склоне. Встречаются небольшими участками они в ряде

других мест к северо-западу от Казбека до Эльбруса; имеются эффузивы также в юго-восточном конце Главного хребта, где они прорывают и покрывают меловые отложения в районе к северо-западу от г. Шемаха.

Согласно Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, давшему наиболее ясную картину процессов эффузий Центрального Кавказа, в частности в районе Казбека в неогене и постплиоцене, во время наиболее интенсивного формирования хребта, по мере образования антиклинального поднятия и водораздельной гряды, обособлялся крупный магматический бассейн.

Под напором оседавших краевых частей района поднятия из этого магматического бассейна постепенно в разных местах по дислокационным трещинам происходили, частью очень юные, иногда неглубокие, рассмотренные ранее интрузии, или происходили экструзии магмы, а местами и крупные ее излияния. На поверхности уже вылившихся лавовых потоков в конце этих дислокационных процессов происходило выделение большого количества газов и образование шлаковых конусов взрыва.

Последовательность излияний установлена была в следующем виде.

1. Первые извержения: наиболее кислые лавы липарито-дациты Сырха;

2. Промежуточные извержения — период излияний и экструзий андезито-дацитовых и дацитовых лав;

3. Заключительные экструзии — андезито-базальтовые лавы Гудаура и Нарван-Коха.

Наиболее кислые лавы частью не разливались потоками, а застывали в виде конусов.

В общем, неогеновые и постплиоценовые экструзии и излияния представлены в районе Казбека и Эльбруса (наиболее крупная площадь развития таких пород в области Центрального Кавказа) андезито-дацитовым или дацитовым рядом, если к последнему присоединить также и андезиты; при этом район Гудаура отличается более основным характером, район Эльбруса — более кислым; лавы последнего района, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1913), отличаются большей близостью к липаритовым лавам, а по мнению Дубянского (1914), представлены главным образом андезито-дацитами, отличающимися в противоположность андезито-дацитам Казбекского района более щелочным характером.

Шафарик (1888), перечисляя породы района Эльбруса, указывает на присутствие среди них дацитов, андезитов, липаритов и базальтов (Атаюткино). Последние, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, относятся к оливиновым андезитам, так как плагиоклаз в них обладает кислым характером.

Казбекские лавы обладают разнообразной окраской: от черной до светлосерой, светлорозовой, красной, такситово-полосатой. Обычно они эвпорфировые с гиалопилитовой основной массой, с уклонениями в сторону трахитовой структуры, иногда микроортофировой или раскристаллизованной витрофировой.

Количественный и качественный состав мафических минералов в породах очень непостоянен. Иногда присутствует только один из темноцветных, в других случаях два или более одновременно. Пре-

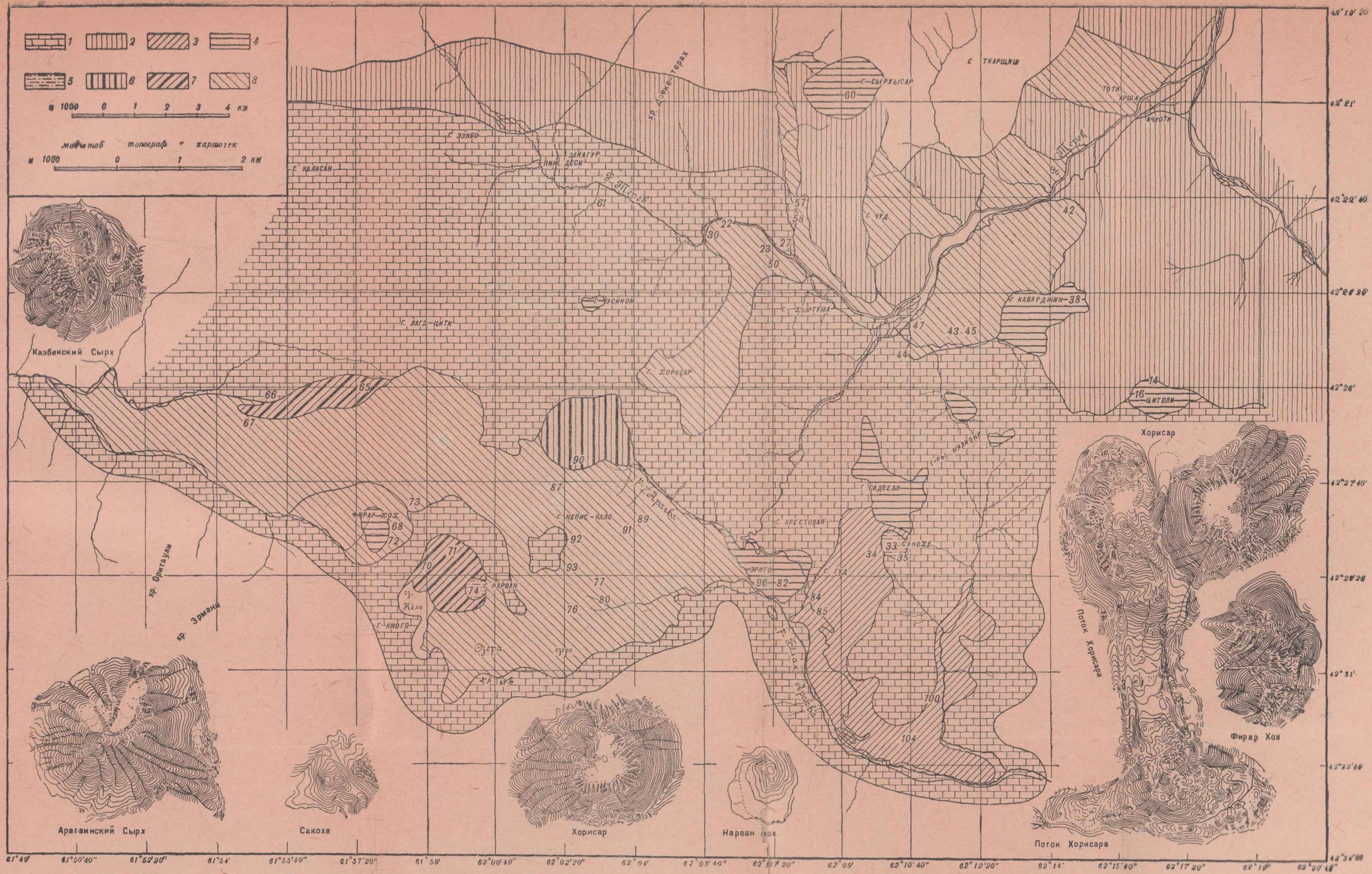
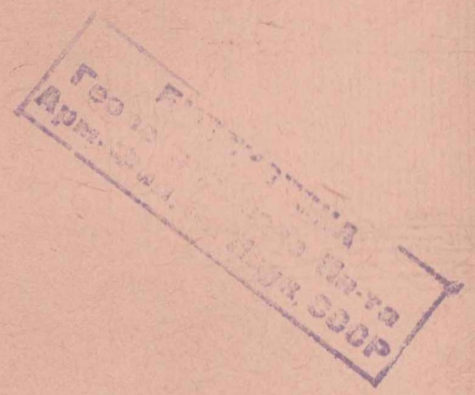


Рис. 44. Геолого-петрографическая карта Приказбекской вулканической области (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу и Н. А. Морозову, 1912).

1—юрская известково-мергелистая толща; 2—палеозойские сланцы; 3—индезито-базальты; 4—дациты; 5—андезито-трахиты; 6—липарито-дациты; 7—трахидацит 8—андецито-дацит.

Зак. 1010. Петрографические провинции СССР.







Геол. Ин-та
Арм. ССР

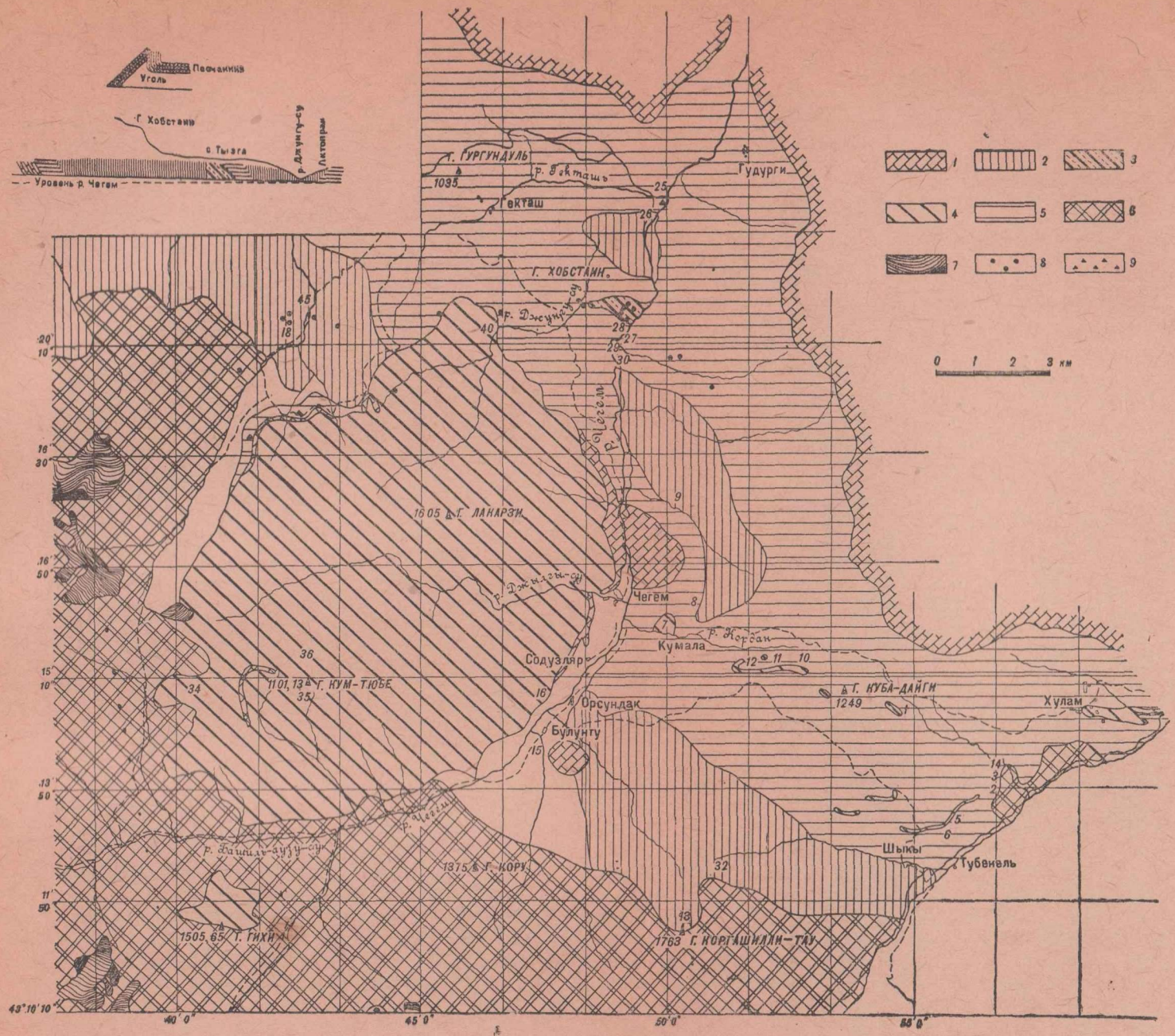


Рис. 45. Геолого-петрографическая карта Чегемского ущелья.

1—известняки; *2*—кристаллические сланцы; *3*—кварциты; *4*—новоизверженные породы; *5*—глинистые сланцы и песчаники; *6*—массивно-кристаллические породы; *7*—ледники; *8*—медные руды; *9*—угли.

Зак. 1010. Петрографические провинции СССР.

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. А[illegible] СССР

обладают энстатитово-роговообманковые (гиперстеново-роговообманковые) разности, встречаются также авгитовые, энстатит-авгитовые, авгито-роговообманковые, бронзитовые. Структура афировая, олигофировая, также полифировая. Содержание стекла в основной массе также очень непостоянное. Главные типы представлены андезитами и дацитами, встречаются также местами андезито-базальты и кварцевые трахиты, близкие к дацитам. В андезитах иногда присутствует также и оливин.

Вулканический район Казбека на востоке начинается лакколитом Калько, на правом берегу р. Бло, почти у перевала на южном склоне его (рис. 44 и 45). Далее на запад располагаются аналогичные выходы лав в верховьях р. Артмос-Цхали в виде сильно размытого вулкана Цители, расположенного на северном склоне; далее на северо-запад на обоих склонах хребта располагается группа экструзий вулканов — на южном склоне вулкан Сакохе и рядом вулканическая гряда Садзели. Здесь же находится крупный вулканический центр, дающий потоки лав по направлению к ст. Гудаур, вниз по р. Арагве до Кинешт. Поток этой лавы спускается вдоль шоссе почти до Млет. Между Коби и Сиони, к востоку от Военно-Грузинской дороги, имеется вулкан Каварджин (дацит), к востоку — мощная вулканическая группа Казбека, высотой до 5 043 *м*; отсюда спускаются потоки на северо-восток, восток и юго-восток; к юго-западу от нее расположен двойной вулкан Хорисар (андезито-дацит), с которого спускается мощный лавовый поток, достигающий Кассарского ущелья.

На южном склоне Центрального Кавказа частью и на перевале в верховьях Арагвы располагается высокий конусообразный Сырх-Сар (липарито-дацит), далее на юг от него находится сильно расчлененный массив Неписькало или Семи Братьев (андезито-дацит), к юго-западу — несколько вулканических конусов с потоками лав Нарван Кох (андезито-базальт, окруженный трахидацитами), Фидар (дацит) и ряд других меньших размеров. Лавы этих вулканов сливаются частью в общий обширный поток, носящий название плато Кели. Имеется ряд других небольших, частью и довольно значительных, сопок и лавовых потоков.

Особенно распространенной лавой Приказбекского района является дацит, обычно серый, светлосерый и красный с вкрапленниками плагиоклаза (андезин, лабрадор, битовнит), то господствующих (Цители), то играющих второстепенную роль (Хорисар); иногда присутствуют также вкрапленники биотита и ромбического пироксена.

В плагиоклазах часто присутствуют включения стекла; обычно они резко зональны. Основная масса пород стекловатая, флюидальная, иногда же полнокристаллическая, с микролитами плагиоклаза. Дациты образуют изолированные, разбросанные на значительной площади вулканы, также и лакколиты — Калько, Цители, Каварджин, Фидар Теп-Дон и другие.

В химическом отношении породы отличаются значительным содержанием кремнекислоты и приближаются к липаритам. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг называет их *липаритовой* ветвью дацитов. При большей кислотности получаются липарито-дациты. Тождественные дациты, частью *гиперстеново-биотитово-амфиболовые*, встречаются также и на Эльбрусе.

Липарит-дацитовые лавы отличаются особенно сильной стекловатостью. Характерно для этих липарито-дацитов то, что их средний состав близок к среднему составу трахилипаритов Минераловодской группы.

Областью их развития является район вулкана Сырх; лавы этого рода довольно разнообразны по своему внешнему виду: то это серые лавы с многочисленными вкрапленниками биотита, то они представляют собой как бы черный смоляно-каменный порфир с вкрапленниками полевого шпата. Количество вкрапленников по большей части очень велико, реже их очень мало, имеются афировые разности. Кроме преобладающего биотита, присутствуют также ромбический пироксен и разъеденный амфибол. Иногда структура пород флюидальная. Плагиоклаз № 35—44, резко зональный. Микролиты почти исключительно из полевого шпата.

Основная масса пород то эвтакситовая, то атакситовая. Имеются также переходные типы от андезитов к дацитам в виде андезито-дацитов (Хорисар); они черно-серые со столбчатой отдельностью; верхняя часть потоков красная, более бедная вкрапленниками полевого шпата и содержит порфировые выделения главным образом роговой обманки с опацитовой оболочкой. Плагиоклаз зональный № 35—60, иногда до № 28, ромбические пироксены — гиперстен, редко оливин.

Андезито-трахиты, образующие шлаки Нарван-Коха, представляют собой черные, шлаковые, пористые, ноздреватые породы. Трахидациты представляют собой черные, базальтовидные лавы, образованные серым стеклом, микролитами андезина. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор), бурой роговой обманкой, ромбическим пироксеном.

Близки к андезито-дацитам породы, выделенные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, как пантеллерито-дациты; афанитовые, серые, сходные с лавами Непискало или Гудаура. Под микроскопом — это тип афировых андезитовых лав, со светлошоколадным базисом и сравнительно крупными микролитами плагиоклаза и мелкими — ромбического пироксена.

Было установлено присутствие пород такого рода среди лав вершины Эльбруса (Дубянский, 1913), где они занимают промежуточное место между пантеллеритами и дацитами. В Прикавказской области они отсутствуют, зато присутствуют в лавах Гуршеви к югу от Мамисонского перевала. Отсутствуют также и липариты, почти нет их и в районе Эльбруса; имеются они местами за пределами Эльбруса, именно в районе Чегемских лав, где они очень близки к липаритам Камчатки, описанным Венюковым.

Мощные потоки Гудаура образованы андезито-базальтами. Внешний вид этих лав разнообразен — имеются базальтовидные черные и серые, плотные, с немногочисленными вкрапленниками. Лавы разного оттенка и внешнего вида принадлежат различным по времени излияниям. Рыхлые продукты отсутствуют. Эти лавы по большей части афировые, иногда с вкрапленниками корродированной роговой обманки, отличаются большей основностью и в то же время значительно более резко выявленной кристалличностью, чем более кислые. Основная масса пород состоит главным образом из микролитов довольно основного плагиоклаза (№ 60—72), ромбического пироксена,

роговой обманки; характерно присутствие иногда также и оливина; вкрапленники плагиоклаза № 58—74.

Отличие между отдельными типами лав — липарито-дацитами, андезито-дацитами, дацитами и андезито-базальтами — заключается в составе плагиоклазов, входящих в основную массу; в кислых лавах микролиты образованы андезином, в основных — лабрадором; состав вкрапленников во всех типах одинаков.

Все эти лавы связаны друг с другом постепенными переходами, и резкой границы между ними нет.

Сопоставляя все кислые лавы Приказбекского района и других районов Кавказа, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг приходит к заключению, что, если исключить такие типы лав, как настоящие липариты и андезито-базальты, все они группируются около дацитов. Лава, выступающая в районе Чегем-Джора в Балкарии (Залесский, 1915), принадлежит к типу андезита, дацитовой ветви его.

$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	
1,67	5,95	2,54	1 : 2,18	Андезит-дацит Балкарии
1,49	5,82	2,59	1 : 2,23	Андезит-дацит Казбека (Чхери)
1,25	6,37	3,0	1 : 1,2	Андезит-дацит Эльбруса

Породы Эльбруса, как видно, довольно значительно отличаются от пород Казбека и Балкарии прежде всего большей щелочностью (рис. 46 и 47).

Магматические породы Арагвинского Сырха очень близки по своему составу к среднему составу трахилипаритов Минераловодской группы пород (по Дервиз), что ясно видно из такого сопоставления:

1. Липарито-дацит из 3 частей дацита и 1 части липарита.
2. Липарито-дацит из 4 частей дацита и 1 части липарита.
3. Лава Сырха:

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$
1	1,18	6,99	3,45	1,27 : 1
2	1,26	6,86	3,36	1,14 : 1
3	1,18	6,90	3,30	1,18 : 1

Сопоставление пород из потока Мангландори, черных участков лавы Казбека, лавы вершины Эльбруса показывает, что все эти породы очень близки друг к другу с той лишь разницей, что породы Эльбруса несколько более щелочные.

В районе Чегемского ущелья развиты липариты, имеющие вид черного смоляно-каменного порфира. Этот липарит оказывается одной из наиболее кислых лав Центрального Кавказа.

Эльбрус образовался в несколько отдельных стадий. С наиболее древними излияниями были связаны липаритовые туфы. Эти липаритовые туфы, по данным Герасимова (1914), непосредственно налегают на граниты и перекрыты дацитовыми и андезито-дацитовыми лавами.

Таблица 43б

Химический состав лав Казбека

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	68,39	0,26	16,21	1,20	1,09	1,30	2,34	4,47	3,14
2	62,38	0,16	17,82	3,91	0,90	3,51	5,15	4,52	1,97
3	61,57	1,12	15,86	4,96	3,33	2,51	3,93	4,05	2,78
4	65,88	0,48	17,05	2,70	1,36	1,49	3,40	4,14	3,19
5	66,37	0,77	16,35	3,37	0,73	1,24	3,11	4,37	2,76
6	70,10	—	15,28	0,38	2,06	0,51	2,72	5,38	1,27
7	65,32	0,59	18,50	2,33	1,10	0,12	5,44	3,82	2,64
8	64,45	Сл.	18,32	3,70	1,19	1,49	3,88	3,70	2,86
9	66,68	0,67	17,52	3,44	0,24	1,73	3,27	4,26	2,16
10	66,81	—	13,13	4,57	2,04	2,70	4,48	4,60	1,46
11	57,36	0,56	18,49	3,59	4,58	2,92	5,40	3,19	1,85
12	65,18	—	17,61	1,44	2,73	0,18	5,81	4,01	3,18
13	57,36	0,72	18,17	2,23	3,98	5,69	5,28	3,18	2,25
14	54,73	1,01	11,66	7,63	4,39	4,90	9,49	3,53	3,24
15	54,43	1,35	12,18	11,19	2,84	5,19	7,98	3,32	1,75
16	64,52	—	17,28	5,12	0,18	2,20	4,29	3,81	2,51
17	64,05	0,51	16,50	2,87	1,73	2,55	4,56	2,77	2,22
18	74,19	0,61	12,24	1,41	0,04	0,13	0,71	4,04	4,64

№ анализа	$\frac{}{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,2	6,90	3,3	1,18 : 1	75,6	10,0	4,0	6,0	6,9
2	1,4	5,22	2,3	1 : 2	67,1	5,6	4,8	9,6	7,8
3	1,5	5,5	2,4	1 : 1,9	67,6	5,7	3,6	10,7	6,9
4	1,2	5,97	2,8	1 : 1,1	72,7	2,8	5,0	12,2	10,0
5	1,0	6,1	3,0	1,1 : 1	73,5	10,9	6,5	2,3	7,1
6	1,3	8,0	3,7	1,1 : 1	77,4	10,4	4,7	4,9	8,6
7	1,0	5,3	2,7	1,1 : 29	72,4	7,7	7,8	4,5	6,8
8	0,9	5,3	2,7	1 : 1,1	72,2	6,7	6,7	6,6	6,6
9	1,0	5,55	1,8	1 : 1,1	72,6	1,9	5,8	12,3	10,0
10	1,6	7,0	2,2	1 : 1,2	72,2	5,2	2,4	12,2	8,9
11	1,5	4,7	2,1	1 : 3,3	62,3	4,0	5,2	10,8	7,8
12	1,3	5,98	2,7	1 : 1,9	71,8	6,4	5,0	8,6	6,5
13	1,8	4,8	2,0	1 : 3,9	62,7	3,6	4,6	11,8	6,8
14	2,6	5,3	1,9	1 : 4	58,0	3,3	1,3	15,4	6,1
15	1,9	4,48	1,8	1 : 4,3	58,0	2,8	2,3	14,9	7,4
16	1,1	5,33	2,6	1 : 2,5	71,5	6,2	5,4	8,4	6,9
17	1,3	5,9	2,8	1 : 2,5	71,5	5,0	6,0	9,0	6,6
18	1,0	9,60	4,8	6,6 : 1	82,9	13,3	1,7	3,0	5,7

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
	43,1							
1	38,0	16,9	11,3	28,7	313	0,32	0,52	0,67
2	31,6	32,4	9,1	20,5	226	0,22	0,59	0,28
3	40,5	34,9	14,3	19,2	209	0,31	0,36	0,41
4	40,2	21,7	14,7	23,1	266	0,36	0,41	0,68
5	41,8	21,0	13,8	25,0	280	0,30	0,36	0,65
6	41,0	14,4	13,8	30,0	342	0,11	0,21	0,96
7	43,2	16,6	22,0	20,9	228	0,31	0,40	1,33
8	42,6	18,4	16,8	21,6	240	0,34	0,16	0,93
9	28,6	21,4	14,0	22,0	266	0,25	0,48	0,65
10	35,7	34,0	17,6	19,8	245	0,17	0,18	0,52
11	39,8	32,8	18,4	13,7	186	0,28	0,43	0,56
12	31,9	13,8	23,9	22,5	252	0,35	0,07	1,71
13	18,8	38,7	16,3	13,1	165	0,31	0,63	0,42
14	20,2	42,1	25,7	13,4	138	0,39	0,44	0,61
15	37,1	47,0	21,8	11,0	138	0,25	0,42	0,46
16	37,2	26,6	16,9	19,4	221	0,30	0,45	0,63
17	44,5	28,5	18,6	15,7	246	0,34	0,51	0,65
18	44,4	8,4	4,6	42,5	460	0,43	0,13	0,55

1. Липарито-дацит Ага-Сырха верховьев Арагвы. 2. Андезито-дацит. Хорисар. Трусовское ущелье. 3. То же, Непискало; с кордиеритом. Главная сопка. 4. Дацит. Цители. 5. То же, Каварджин. 6. То же, к западу от Казбека и Кельского плато из лакколита. Тип, близкий к породе Калько (неоинтрузия). 7 и 8. То же, Непискало. 9. То же, Фидар-Хох; богат вкрапленниками стекловидного плагиоклаза. 10. Пантеллерито-дацит у Гуршевич. 11. Андезито-трахит, плато Кели. 12. Трахидацит, поток Мангландори у подножья Деси Кахри. 13. Андезито-базальт, лава Гудаура. 15. То же, шлак Сакохе. 16. Кварцевый трахит. Сырх Казбекский. Близок к лавам Гудаура, как бы щелочной аналог кварцевых трахитов. 17. Трахидацит, красно-бурый, с вершины Казбека, основная масса — пилотакситовая. 18. Липарит, Чегем.

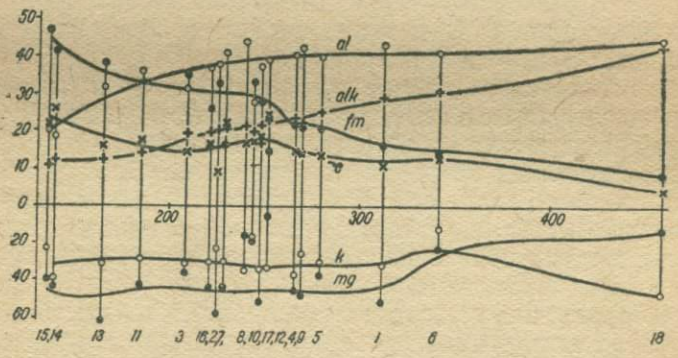


Рис. 46. Вариационная диаграмма лав Казбека (по Ниггли). № 1—18.

Липаритовые лавы перед излиянием дацитов и андезито-дацитов были в значительной степени размыты. Вершины Эльбруса образовались разновременно. На восточной вершине нахо-

дятся светлосерые и темносерые андезиты и андезито-дациты и небольшое количество туфа.

Наиболее поздними являются лавы Ачкерьяльского потока; образовались они позже, чем вершинный кратер глубиной до 50 *м*, в диаметре до 140 *м*.

По Герасимову (1911), древние лавы Эльбруса, изученные им в районе северо-восточного подножья Эльбруса, в районе бассейна Малки и верховьев его, отличаются порфировой структурой и крайним непостоянством своей окраски; они обычно пестропятнистые, почти в каждом туфе можно наблюдать одновременно окраски и темносерую, и серовато-красную, в некоторых случаях они полосатые, связанные постепенным переходом с пятнистыми. Минералогически они очень однородны: принадлежат к гиперстеновым андезитам и дацитам; основная их масса по большей части гиалопилитовая или витрофировая, значительно реже пилотакситовая.

Более юные лавы отличаются в минералогическом отношении тем, что принадлежат гиперстеново-амфиболовым андезитам и дацитам. Платиоклаз древних лав, как и более юных, — зональный андезин-лабрадор; реже в древних лавах присутствует также биотит и еще реже моноклинический пироксен диопсидового ряда и базальтическая роговая обманка.

Сопоставление данных химических анализов, по Ниггли, показывает чрезвычайно тесную, ясно генетическую связь между всеми типами лав Казбека с характерным изменением генетических линий; исключение составляет пантеллерито-дацит Гуршеви.

Следует отметить также малощелочной характер липарита, в то время как липарито-дациты и дациты частью носят резко выраженный щелочной характер.

В районе Эльбруса, подымающегося на высоту 5 629 *м* (западная вершина) и 5 593 *м* (восточная вершина) над уровнем моря, развиты крупные потоки лав, в общем, того же типа, как и в районе Казбека.

Лавы Эльбрусского массива характеризуются значительным разнообразием окрасок, структур и минералогического состава; главную роль играют дациты и андезиты; в числе их Дубянский (1914) упоминает также и липарит.

Кроме того, имеется ряд типов лав, промежуточных между этими тремя основными типами пород (липарито-дациты, андезито-дациты и пантеллерито-дациты).

В связи с изучением химического состава лав Эльбруса и исходя из различий в отношении $R_2O : RO$, Дубянский делит породы Эльбруса на четыре ветви: щелочную, щелочно-щелочноземельную, щелочноземельную-щелочную и щелочноземельную с переходами между основными, отправными, типами пород.

Для лав Эльбрусского массива характерно преобладающее отсутствие гиперстена и то, что молекулярное количество Na_2O всегда превышает молекулярное количество K_2O. Кроме того, они обладают также и несколько более щелочным характером.

Сравнение диаграмм двух лав (рис. 46 и 47) — Казбекского района и Эльбрусского массива показывает, что эти лавы обладают, в общем, одинаковым составом. Их генетические линии очень близки друг другу, лишь с той разницей, что в районе Эльбруса пока не уста-

Таблица 44

Химический состав лав Эльбруса

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	73,58	—	13,65	—	3,58	0,39	2,02	—	5,61
2	71,46	Следы	16,59	1,13	0,91	0,22	1,91	3,60	4,38
3	67,11	—	17,51	1,96	0,48	1,37	2,29	3,61	2,69
4	69,41	—	15,60	0,83	1,82	1,32	2,95	4,63	3,75
5	69,06	—	16,61	1,33	1,08	1,32	3,66	4,10	3,18
6	68,92	—	17,07	0,72	1,31	3,10	4,01	3,24	1,29
7	65,85	0,64	15,85	4,24	0,35	1,21	3,57	4,96	2,24
8	66,85	—	17,10	2,80	1,28	1,96	3,58	3,63	2,90
9	66,86	—	16,04	2,71	1,11	1,79	3,73	3,89	4,26
10	63,80	1,04	15,62	0,72	2,31	1,15	3,32	5,47	3,26
11	66,76	—	17,12	2,78	1,05	1,67	3,64	5,64	3,49
12	65,61	—	18,48	1,81	1,44	1,89	4,06	4,19	2,54
13	65,34	—	18,46	1,91	1,55	1,16	3,95	3,79	3,44
14	62,42	—	18,40	2,23	3,46	3,19	5,35	4,47	
15	50,15	0,16	19,10	5,13	4,51	4,66	9,21	0,21	0,56

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	0,8	7,85	4,2	1,59 : 1	80,57	8,9	7,7	3,5	—
2	0,9	7,03	3,6	2 : 1	78,24	12,2	4,0	3,8	5,6
3	0,9	6,22	3,2	1,07 : 1	75,49	9,0	8,9	2,1	6,7
4	1,5	7,84	3,4	1,04 : 1	74,83	9,8	3,1	7,1	6,5
5	1,2	6,75	3,2	1 : 1,13	74,56	8,7	5,4	5,9	6,6
6	1,3	6,70	3,6	1 : 2,53	73,77	5,5	8,4	6,1	7,9
7	1,1	6,04	2,9	1,06 : 1	73,04	8,1	4,1	7,8	7,7
8	1,2	6,18	2,9	1 : 1,46	72,47	7,0	6,1	6,9	6,6
9	1,3	6,38	2,9	1 : 1,15	72,48	8,1	3,7	8,2	5,8
10	1,5	6,74	3,0	1 : 1	72,82	9,8	7,8	2,3	7,1
11	1,3	6,02	2,8	1,05 : 1	71,04	9,0	2,8	8,2	7,0
12	1,2	5,72	2,7	1 : 1,47	71,34	7,4	6,6	7,6	5,7
13	1,3	5,58	2,6	1 : 1,5	70,85	7,3	6,2	6,5	6,3
14	1,4	5,36	2,4	1 : 3,88	67,96	3,7	8,0	8,3	—
15	1,3	3,82	1,8	1 : 24	55,0	4,2	3,4	12,4	5,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	45,0	18,7	12,0	24,3	414	—	0,18	0,21
2	48,5	1,0	1,0	31,5	356	0,54	0,67	0,0
3	46,0	18,3	11,3	24,4	310	0,42	0,52	0,62
4	37,5	18,0	14,0	30,5	310	0,35	0,49	0,78
5	41,5	16,4	16,6	25,5	295	0,34	0,51	1,00
6	41,0	25,5	17,4	16,1	271	0,21	0,72	0,68
7	38,5	21,9	14,1	25,5	275	0,23	0,46	0,65
8	39,4	24,3	15,1	21,2	262	0,34	0,47	0,62
9	37,2	21,2	15,9	25,7	264	0,42	0,47	0,75
10	38,0	18,0	13,2	30,4	267	0,28	0,40	0,75
11	37,2	19,8	14,6	28,4	248	0,29	0,47	0,74
12	41,5	20,3	16,6	21,6	250	0,28	0,53	0,82
13	41,2	20,5	16,0	22,3	245	0,37	0,61	0,78
14	31,0	34,7	21,1	13,2	230	0,37	0,51	0,60
15	26,9	34,9	23,4	14,8	120	0,46	0,48	0,67

1. Обсидиан. 2. Липарит (риолит), Картыхское ущелье. Дубянский. 3. Витрофирово-флюидальная основная масса из андезина, ромбического пироксена; вкрапленники андезина и лабрадора; кварц, биотит, амфибол; южный склон Эльбруса. 4. Пантеллерито-дацит. Барьерный уступ у Пастуховского бельведера, южный склон Эльбруса. Вкрапленники биотита, кислый плагиоклаз, реже гиперстен. 5. То же (лава пепельно-белая). Восточная вершина Эльбруса. Основной базис — стекло. Вкрапленники: полевые шпаты, биотит, пироксены, амфибол, немного кварца. 6. То же, там же, те же вкрапленники; основная масса — стекло с кристаллами олигоклаза, гиперстена, авгита, андезина. 7. Дацит. Вершина Терскольского пика. Южный склон Эльбруса. Основная масса стекловатая с микролитами плагиоклаза, гиперстена. Вкрапленники гиперстена, плагиоклаза, магнетита. 8. Гиперстеново-амфиболово-биотитовый дацит (ленточная полосатая лава). Южный склон Эльбруса. 9. Гиперстеново-биотитовый дацит. Хотю-тау Азауский ледник. Там же. Основная масса испещрена вкрапленниками магнетита. Вкрапленники: гиперстен, иногда авгит, биотит, полевые шпаты. 10. Гиперстеново-амфиболовый дацит. Вершина Эльбруса. Основная масса витрофировая из олигоклаза, магнетита, гиперстена. Вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки, биотита, мало кварца. 11. Андезито-дацит. Вершинная зона Терскольского пика; гиалопилитовая основная масса главным образом из полевого шпата и гиперстена, вкрапленники: гиперстен, плагиоклаз, биотит, амфибол. 13. Андезито-дацит. Восточная вершина Эльбруса. В пилотакситогиалопилитовой основной массе плазмовидный аморфный базис с микролитами полевого шпата, авгита, гиперстена. Вкрапленники: андезин, амфибол, биотит, гиперстен, авгит, магнетит. 14. То же. Гребневой вал западной вершины Эльбруса; стекловатый базис проникнут микролитами полевого шпата, ромбического пироксена, авгита, апатита и магнетита. Вкрапленники: полевой шпат, ромбический пироксен, авгит, магнетит и кварц. 15. Андезит (порфирит). Включения в лаве Эльбруса.

новлено присутствие лав андезито-базальтовых, типа Гудаура, также более основных типов: андезито-дацитов и кварцевых трахитов. Щелочность остается совершенно одинаковой.

Лавы Дзирульского массива. Поскольку можно судить по одному анализу роговообманковых андезито-базальтов Дзирульского массива, изученного Гоидзе и Смирновым, выступающего по р. Супси, анализу Никашидзе, эффузии южного склона Центрального Кавказа резко отличаются от пород последнего и прежде всего в отношении генетических линий, судя по которым, мы имеем продукты диференциации иной магмы, чем та, которая дала начало родственным друг другу породам — эффузивам Эльбрусского и Казбекского районов.

На южном склоне Главного хребта к востоку от Дзирульского массива, в районе Цхинвали, выступают в ряде мест эффузивы в областях развития нижне- и верхнетретичных и четвертичных пород. В районе р. Лиахвы, по Лебедеву (1930), выступают пористые фиолетовые андезито-базальты, сопровождаемые местами базальтовыми туфами. В андезито-базальте среди вкрапленников преобладает моноклинный пироксен-авгит, присутствует лабрадор; в основной массе преобладающую роль играют желто-бурые микролиты авгита, часто измененные в темнобурую массу. Присутствует также плагиоклаз; структура трахитовая и флюидальная.

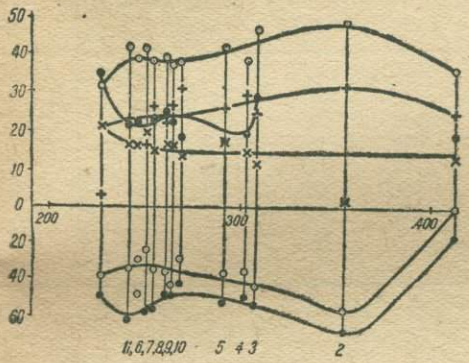


Рис. 47. Вариационная диаграмма лав Эльбруса (по Ниггли). № 1—11.

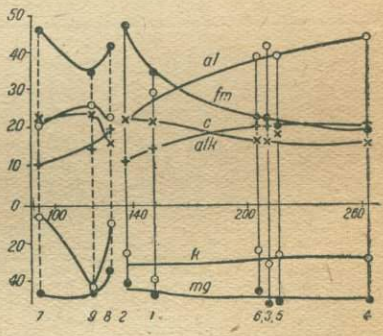


Рис. 48. Вариационная диаграмма (по Ниггли). *1 — 6* — лавы южного склона Центрального Кавказа; *7 — 9* — тешениты.

В районе верховьев р. Лиахвы развиты, по данным Тимофеева (1912), также и гиперстеновые андезито-дациты, вкрапленники которых представлены плагиоклазом и ромбическим пироксеном, близким к бронзиту; основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и пироксена. Для сравнения приводятся данные также по лавам Ксани и плато Кели (табл. 45).

Таким образом, все эти лавы, как более кислые андезито-дацитовые, так и более основные андезито-базальтовые, характеризуются в каждой группе чрезвычайно близким химическим характером и в то же время сходны и группы, образуя одну генетическую семью. Характер залегания и сопровождение андезито-базальтовых лав туфами говорят в пользу эксплозионного характера соответствующей фазы вулканической деятельности Кавказа (рис. 48).

Таблица 45

Химический состав лав южного склона Центрального Кавказа

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	54,40	1,05	17,79	7,72	0,28	0,14	4,23	7,05	3,32	3,32
2	54,53	1,35	12,18	11,19	2,84	—	5,19	7,98	3,32	1,75
3	66,55	1,31	17,53	1,28	1,92	0,13	1,99	3,51	3,64	2,58
4	65,49	—	18,96	—	2,86	—	1,63	3,66	3,81	2,29
5	61,10	—	18,93	3,19	0,83	—	2,02	4,85	4,50	2,44
6	61,37	—	19,81	0,48	9,94	—	2,06	4,67	4,64	2,21

№ анализа	$\frac{—}{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,5	4,06	1,8	1 : 2,65	62,6	4,2	4,2	11,6	6,2
2	1,9	4,48	1,8	1 : 4,3	61,8	2,8	1,8	15,4	7,5
3	1,3	6,10	2,9	1 : 1	73,0	6,2	4,6	9,2	6,7
4	1,2	5,84	2,8	1 : 6,8	72,4	7,5	5,6	6,9	7,0
5	1,2	4,95	2,4	1 : 1,51	68,3	6,9	6,0	6,0	7,1
6	1,4	5,15	2,3	1 : 1,91	67,7	6,7	5,7	7,6	7,6

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	29,1	34,7	21,2	15,0	152	0,40	0,49	0,61
2	20,2	47,0	21,8	11,0	138	0,25	0,42	0,46
3	41,4	22,7	15,2	20,7	211	0,32	0,53	0,67
4	44,6	19,2	15,6	20,6	264	0,29	0,51	0,82
5	39,5	23,1	18,4	21,0	216	0,27	0,51	0,87
6	39,6	23,0	17,0	20,4	209	0,24	0,46	0,74

1. Андезито-базальт р. Лиахвы. (Лебедев, 1930). 2. Андезито-базальт. Гудаур. 3. Андезито-липарит. Ксани. 4. Андезито-дацит гиперстеново-роговообманковый. Плоскогорие Кели. 5. То же, там же. 6. Гиперстеновый андезито-дацит верховьев Лиахвы (Тимофеев, 1912).

Туфы могут быть использованы как строительный материал.

Эффузивы, представленные почти исключительно андезитами, развиты в юго-восточном конце Кахетинского хребта около Телава по р. Алазани и сопровождаются туфами. Большинство лав этого района, именно хребта Циви, относится к авгитовым андезитам и только в одном выходе встречен роговообманковый андезит.

К востоку от Душет на берегах р. Иори, на которой располагается Тионети, выступают также базальты, тешениты и эссекситы. (Ря-

бинин. К изучению геологического строения Кахетинского хребта, с приложением Герасимова — «Изверженные породы хребта Циви», «Тр. ГТГК», 69, 1911).

Тешенитовый массив из окрестностей Тионети был детально изучен Герасимовым (1931), который выявил наличие определенного процесса дифференциации в одном интрузивном массиве типа интрузивной залежи (силля) мощностью до 56,7 *м*. Образована она в верхней своей части безоливиновым базальтом, без баркевикита, со стекловатой основной массой, с небольшим числом фенокристаллов лабрадора и пироксена, промежуточного между диопсидом и титанавгитом.

Базальт книзу переходит в роговообманково-пироксеновый тешенит с мелкими миндалинами цеолита и кальцита.

Главная центральная часть залежи образована типичным роговообманковым тешенитом с длинными, до 1,5 *см*, призмами черного баркевикита.

Нижняя часть интрузии, около 28 *м* мощности, состоит вверху из зернистого темносерого роговообманково-пироксенового тешенита с нефелином.

Ниже идут темносерые, почти черные с зеленовато-серым оттенком, мелкозернистые без порфировой структуры роговообманково-пироксеновые тешениты с биотитом.

Наконец, в самом основании залегают почти черные с зеленоватым оттенком мелкозернистые порфировидные роговообманково-пироксеновые тешениты с нефелином и оливином, с шлирами из баркевикита, титанавгита и ильменита.

В общем, состав всех пород по существу почти одинаков. Главными минералами являются баркевикит, титанавгит и основной, частью очень основной лабрадор (№ 60 и выше) до анортита; одновременно среди первичных минералов присутствуют мелкие зерна ортоклаза, также нефелина и оливина. К числу первичных минералов Герасимов относит также и анальцим, выполняющий промежутки между остальными минералами; породы можно было бы назвать анальцимовыми габбро.

В числе вторичных минералов присутствуют: кальцит, натролит, хлорит, серпентин, минералы группы эпидота, лейкоксен, также зеленая роговая обманка.

Различия между породами связаны с относительным количеством баркевикита и пироксена. Относительные количества плагиоклаза остаются одинаковыми; характерны колебания состава плагиоклаза: в верхней и средней частях интрузии присутствует основной лабрадор, в нижней — битовнит, иногда даже анортит.

Анальцим в данном случае образовался при высокой температуре и высоком давлении, в гистеромагматический (поздний) период застывания магмы, близкий к настоящей магматической стадии, непосредственно вслед за образованием главной части силикатов данной породы.

Совершенно определенно проявляется процесс химической дифференциации в самом массиве, причем придонная часть более основная, чем центральная. Последняя же в свою очередь более щелочная при одинаковом содержании мафических минералов. Для центральной группы характерно очень малое содержание плагиоклаза ($c = 0{,}8$),

Таблица 45а

Химический состав тешенитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	40,73	2,46	15,84	5,96	8,32	6,58	10,15	4,93	0,54	4,04
2	43,51	3,47	14,30	7,26	5,50	3,70	7,24	6,66	1,26	3,56
3	50,15	—	18,10	5,13	4,51	4,66	9,21	0,56	0,48	—

№ анализа	$\frac{}{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O : RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	2,8	3,70	1,27	1 : 5,26	48,1	2,3	2,3	14,9	9,3
2	2,1	4,26	1,69	1 : 2,24	56,2	5,0	0,8	14,9	8,9
3	1,3	3,82	1,8	1 : 24	55,0	4,2	3,4	12,4	5,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	20,4	46,4	22,1	11,1	93	0,07	0,47	0,48
2	22,5	41,5	16,6	19,2	128	0,11	0,36	0,40
3	26,9	34,4	23,4	14,8	120	0,46	0,48	0,67

1. Порфировидный роговообманково-пироксеновый тешенит с оливином и биотитом из придонной части интрузии. 2. Баркевикитовый тешенит из центральной части интрузии. 3. Андезито-базальт Дзирульского массива.

что отличает тешениты Иори от тешенитов других районов (рис. 48 а).

Дифференциация относится к типу кристаллизационной по удельному весу, что видно и из рис. 48. Кристаллизация происходила на не особенно большой глубине, судя по порфировому строению и мелкозернистости породы этих тешенитов.

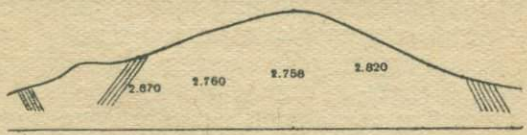


Рис. 48а. Лакколит тешенита Иори.

Совершенно отчетливо выступает отличие от этих щелочных магм магмы, давшей начало андезито-базальтам Дзирульского массива. Мы имеем, очевидно, совершенно обособленную магму щелочного характера, развитую в области преобладающих щелочноземельных магм.

В юго-восточном конце Главного хребта, на южном склоне, к северо-западу от Шемахи, в области развития меловых и четвертичных отложений развиты довольно крупные массы эффузивных пород, представленные базальтами, андезитами и их туфами, метаморфизировавшими породами, с которыми они соприкасались. Так, глинистые сланцы превращены в яшмы. Местами наблюдается перемежаемость известняков и мергелей, мергелистых глин и глинистых сланцев с андезитами, базальтами и базальтовыми туфами.

Базальты черные и зеленовато-черные, сильно действующие на магнитную стрелку. Андезиты красно-бурые, красные, черные, слабо магнитные, часто с округлыми миндалинами. Туфы по большей части темносерые (Каракаш и Борисов. К геологии Шемахинского уезда. «Зап. Мин. Об.», 1915, стр. 361—396).

Вулканические туфы около Нальчика занимают значительные пространства в долинах рек Баксана, Нальчика, Чегема и других; когда-то они занимали огромные пространства, теперь расчленены на отдельные участки (см. геологическую карту Кавказа); преобладает липаритовый каменный туф, развит также и пемзовый мягкий липаритовый туф. Возраст этих туфов неодинаков и соответствует различным стадиям извержения вулкана. Мощность особенно распространенных туфов водоразделов иногда достигает 400 *м*. Наряду с тонким пеплом имеются отдельные прослои, содержащие куски пемзы до 1—2 *см* в поперечнике (пумицитовый продуктивный слой), также террасовые туфы четвертичного возраста, элювиальные и делювиальные накопления пепла и туфогенного материала. Встречаются твердые туфы, которые могут распиливаться, а также и пемзовые агломераты, с довольно крупными кусками яркой белой пемзы — до кулака. Пласт их до 6 *м*.

Имеются также слои пемзы белой, более порошковатой и более чистой, с более основным характером.

Кусковая пемза встречается сравнительно редко. Пемза может иметь крупное промышленное значение. Пока месторождения ее изучены очень мало.

Герасимов (ИГК, 1912, стр. 439) указывает на то, что пепел, обнаруженный среди послетретичных отложений окрестностей Нальчика, принадлежит по своему составу к новейшим лавам Эльбруса, и его можно рассматривать как продукт извержения Эльбруса в плейстоценовую эпоху. Пепел, найденный на Апшеронском полуострове, отличается химически от лав Казбека; он сходен с пеплом на вершине Эльбруса, описанным Дубянским, однако, отличается от него присутствием роговой обманки. Это заставляет думать, что пепел получился из вулканов Армении или Персии.

10. Полезные ископаемые

Рассматривая вопросы металлогении с точки зрения возрастных отношений магматических горных пород Кавказа, Варданянц, подводивший итоги проделанной за последние годы крупной научно-исследовательской работе, приходит к следующим выводам относительно связи металлогении с определенными группами различных по возрасту магматических пород (1931) (рис. 49).

1. *Интрузия «древних» палеозойских или быть может допалеозойских гранитов* (горы Фишт и Оштен на северо-западе — р. Терек на юго-востоке) в ядрах, выжатых кверху антиклиналей. Роль этих гранитов, по Варданянцу, остается неясной. Все же следует отметить, что по всем

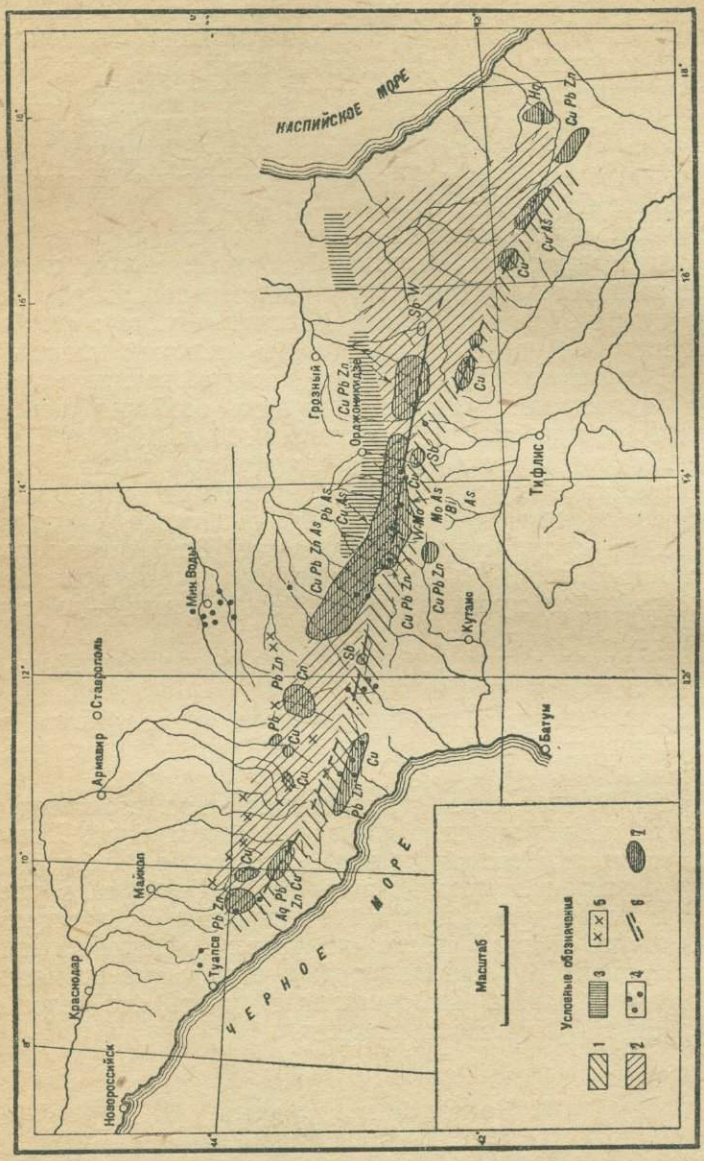


Рис. 49. Металлогения Центрального Кавказа (по Варданянцу).
1—тектоническая зона южного склона; *2*—тектоническая зона северного склона; *3*—тектоническая зона северных предгорий; *4*—места проявления неоинтрузии; *5*—диабазовые пояса; *6*—линия разрыва; *7*—рудные поля.

признакам, именно с этими гранитами, по мнению отдельных исследователей последних лет, связаны месторождения олова и вольфрама, развитые в ряде мест Кавказа в областях выходов древних гранитов.

2. *Интрузии палеозойских основных пород типа габбро-пироксенитов* верхнепалеозойских и во всяком случае дотриасовых (Агалин,

Робинсон, Попов). Сильно серпентинизированные, они образуют змеевиковые пояса северного склона Кавказа; с ними связаны месторождения хромита, также никеля, кобальта; не исключается нахождение платины и лучших типов асбеста, чем те, которые найдены до настоящего времени.

3. *Нижнеюрские эффузии* и частью мелкие *интрузии кератофиров*, главным образом в Осетии, Дигории, Балкарии и Карачае, возможно также в Дагестане.

4. *Интрузии и эффузии пород диабазово-порфиритовой группы*, связанные с юрскими сланцами, образуют в области расколов северного склона Главного хребта так называемую «диабазовую зону» (Варданянц).

5. *Молодые интрузии гранодиоритов и гранитов* известны уже свыше 30 лет, однако, им до последнего времени не придавалось значения в области металлогении. Исследования последних лет дают основание придавать им особенно крупное металлогенетическое значение. Варданянц относит почти все неоинтрузии к третичному времени, сравнительно непродолжительному. В ряде случаев они представляют собой размытые, более глубокие части третичных вулканов, вершины которых полностью смыты, и, следовательно, можно расширять область их распространения с глубиной.

6. *От эффузий плиоценового и постплиоценового возраста* сохранились главным образом корни лавовых потоков в виде даек дацитовых и андезитовых пород. Они тесно связаны с неоинтрузиями, являясь все же более юными образованиями.

7. Еще более молодые эффузии Казбека, Эльбруса и других никакой роли в металлогении не играли.

8. Очень интересна металлогенетическая роль, которую играют гипабиссальные интрузии основных пород типа перидотитов, пироксенитов или оливиновых габбро, очень измененных процессами протопневматолиза и преобразованных в змеевиковые породы, пересекающие в двух местах — у Мамиссонского перевала и в Куртатинском ущелье — юрские диабазы. Указание Д. С. Белянкина на присутствие оливина в некоторых неоинтрузиях говорит, по Варданянцу, за родство между этими породами.

Распределение рудных месторождений по районам характеризуется, по Варданянцу, следующими особенностями.

1. Наиболее западный район развития оруденения находится в массивах гор Фишт и Оштен, где имеются месторождения свинца, цинка и меди, залегающие среди пород не моложе средней юры. Связаны они либо с неоинтрузиями либо с диабазами. Относятся к средней зоне оруденения (по Эммонсу и Линднеру).

Месторождения аналогичных руд имеются в верховьях рек Б. и М. Лабы, Белой, Зеленчука.

2. На южном склоне имеются аналогичные месторождения меди, свинца и цинка, частью средней зоны, частью верхней в бассейне р. Кодора, к северу и северо-западу от Сухума. Наряду с трещинными месторождениями имеются и метасоматические. Месторождения эти связаны скорее всего также с неоинтрузиями. К сожалению, район мало изучен.

3. Свинцово-цинково-медные месторождения Карачая приурочены частью к кристаллическим сланцам, частью к кератофирам. Оруде-

нение представлено главным образом свинцовым блеском, цинковой обманкой и халькопиритом, в тесной связи с баритом, карбонатами и кварцем; местами присутствует реальгар. По возрасту оруденение моложе кератофира; оруденение характерно для зоны переходной к поверхностной.

Мнение И. Г. Кузнецова о том, что они связаны глубинной интрузией кератофира, не подтверждается. По Варданянцу, они могут быть связаны либо с диабазами, либо с неоинтрузиями. Первое обычно принимается только по той причине, что диабазовые дайки многочисленны и нередко проходят близ месторождения. Неоинтрузии могут присутствовать на глубине, не вскрытой пока эрозией.

Охарактеризованный только что район северо-западного конца Главного хребта характеризуется, возможно, тремя эпохами оруденения: первая, наиболее древняя, — допалеозойская или эопалеозойская, связанная с древними гранитами, сопровождаемыми оловянно-вольфрамовым оруденением, о котором Варданянц не упоминает; вторая эпоха оруденения, принесшая хром, никель, кобальт, — на р. Белой западнее до р. Малки — верхнепалеозойская, обусловленная основными и ультраосновными магмами; третья, наиболее юная эпоха, связана с гранодиоритовыми неоинтрузиями.

5. В области Баксана, Чегема и Череков имеются многочисленные проявления полиметаллического оруденения (Cu, Pb, Zn, As), частью почти монометаллического (Cu). Они приурочены к древнейшим породам, развитым здесь древним гранитам, и характерны для средней зоны. Однако, имеющиеся данные говорят за то, что в оруденении играли главную роль не эти древние граниты и не кератофиры, а скорее всего неоинтрузии, аналогично тому, что сказано выше.

6. В верховьи р. Чвешуры, притока Риона, на южном склоне хребта известны месторождения меди, сурьмы, мышьяка, молибдена, приуроченные к древним гранитам и кристаллическим сланцам. Развитие здесь неоинтрузии говорит в пользу связи генезиса этих месторождений с неоинтрузиями.

7. Несколько южнее располагается район оруденения около горы Они на р. Джорджоре, левому притоку Риона. Оруденение свинцовое, цинковое, медное, марганцевое, железное, типа средней зоны, приурочено к туфогенной толще и к известнякам. Происхождение руд различное — частью они метасоматические (свинец в известняках), частью жильное с баритом, кварцем и карбонатом, частью пневматолитически-глубинное (железный блеск); имеются и месторождения выветривания (Mn, Fe).

Вблизи этого же района имеются месторождения реальгара и аурипигмента по среднему течению р. М. Лиахвы; здесь же имеется, по Леренскому, источник около месторождения реальгара, еще недавно отлагавший аурипигмент.

8. Наиболее детально изучена металлогения среднего Кавказа. Около Тепли значительная неоинтрузия вызвала преобразование прилегающих глинистых сланцев в кристаллические сланцы с отдачей большого количества тепла, пневматолитических и гидротермальных выделений. Здесь образовались месторождения Mo (молибденит), S и Fe (пирротин), As (арсенопирит), Cu, Bi. В контакте с неоинтрузиями образовались диопсиды, турмалин, гранат.

Аналогичны месторождения Сонгути-Дона в Дигории, где оруде-

нение дает накопления Mo, As, Fe (магнетит, железный блеск) и W (шеелит).

В крупном районе, прилегающем к Казбеку, Джимарай-Хоху, Коккай-Хоху, контактная зона достигает 2—3 *км* с образованием актинолитовых и эпидотовых пород, также андалузитовых и кордиеритовых роговиков с накоплениями Mo, As, S, вместе с ними турмалина и других пневматолитовых минералов. Аналогичны месторождения Куртатинского ущелья, Фиаг-Дона и ряда других.

Имеется такого рода высокотемпературная зона на протяжении свыше 60 *км* от верховьев Сонгути-Дона в Дигории до р. Чач; отсюда можно сделать заключение о крупных размерах неоинтрузий.

Чрезвычайно характерно то, что почти параллельно этой неоинтрузии располагается ряд более низкотемпературных месторождений с халькопиритом, свинцовым блеском, цинковой обманкой (Cu, Pb, Zn, Ag, S) — глубинные переходные к средней зоне (Куртатинское, Джимаринское и другие ущелья).

Однотипны и по всем признакам одинаковый возраст и одинаковый генезис имеют также такие месторождения, как Цейское, Садонское, Мамиссонское, Девдоракское и другие, изобилующие здесь, но еще далеко не достаточно изученные.

Связь этих месторождений с диабазами, как доказано работами последних лет, отсутствует. Отпали взгляды о связи их с кератофирами (мнение Гембицкого, Дервиз, Пламеневского). Исследования Домарева и Соловьева (1926—1927), Гомарицкого (1929) установили, что оруденение моложе кератофиров и тесно связано с неоинтрузиями, хотя выход неоинтрузий, ближайший к Садону на р. Бад, — в расстоянии 13 *км*.

То же имеет место и в Холстинском месторождении (10 *км* от неоинтрузии Тепли) и других.

Причина того, что отсутствуют более юные поверхностные зоны оруденения, связана с наличием здесь крупнейших надвигов.

9. Рудоносный район Казбека по Военно-Грузинской дороге характеризуется присутствием месторождений сурьмы. Вероятнее всего они, как и Зарамагское месторождение сурьмы, для которого это установлено, связаны с невскрытыми неоинтрузиями.

10. Далее к востоку располагается огромный район Чечни, Дагестана и Грузии, до настоящего времени почти не изученный.

В районе Чечни имеются месторождения меди, сурьмы, цинка, свинца, вольфрама, вероятно, и олова, а также и урана, приуроченные к среднеюрским сланцам и к средней металлогенетической зоне.

Район пересекается многочисленными дайками диабазов, однако, оруденение с ними не связано.

Вероятнее всего и тут, в особенности имея в виду присутствие вольфрамовых месторождений (Хуландойское месторождение), в оруденении играли роль еще невскрытые неоинтрузии.

11. Лучше изучен Белоканский район, где развиты типичные медно-пирротиновые месторождения, тождественные с Девдоракскими. В прилегающем районе найден Конюшевским (р. Инзоба) в выносах плавиковый шпат. Хотя здесь и выступают диабазы, но оруденение также связано с невскрытыми гранодиоритовыми неоинтрузиями.

12. Наименее изучен в отношении оруденения Дагестан, где раз-

виты глинистые сланцы и диабазы, их прорезающие. Здесь встречаются оруденения то пирротиново-арсенопиритовые, то свинцово-цинковые без пирротина, то, наконец, также и ртутные (киноварь), т. е. месторождения различных металлогенетических глубин.

Таким образом, главными эпохами рудообразования являются: верхнепалеозойское — интрузии основных пород (Cr, Ni, Co, Fe, Pt) и третичное с его гранодиоритовыми интрузиями и оруденением, сопровождаемым Cu, Pb, Zn, Ag, Au, As, S, Fe, W, Sn.

Дальнейшие исследования должны показать, в каких именно породах следует искать здесь олово и другие редкие элементы.

Кроме многочисленных и многообещающих рудных месторождений меди, свинца, цинка и серебра, редких элементов, большую роль играют также и неметаллические ископаемые и среди них ряд месторождений серы, мышьяка в виде реальгара и аурипигмента, разнообразные строительные материалы, такие как туфы, пемза, андезиты, как кислотоупорные материалы и др.

В общем, Кавказ следует охарактеризовать следующим образом.

Геология Кавказа, в особенности юго-восточной части его, изучена крайне слабо; петрография его изучена далеко недостаточно.

Тектоника также далеко не разрешена и требует еще большой и углубленной дальнейшей научно-исследовательской работы.

Мало изучены также и месторождения полезных ископаемых.

Обращает на себя внимание чрезмерно слабая изученность генезиса и возраста магматических пород и разрешение этих вопросов в совершенно ином свете, отвечающем действительности, лишь в последние годы.

Между тем разрешение вопросов металлогении связано с нашими знаниями генезиса магматических пород и их возрастных отношений.

В том виде, как разрешается работами последних лет вопрос возраста магматических и в первую очередь глубинных пород, как и вопрос о связи с теми или иными из них тех или иных рудных месторождений, вопрос о значении Кавказа, несмотря на перекрытие магматических пород осадочными породами, разрешается в положительном смысле — с отнесением Кавказа к одному из наиболее важных районов СССР в металлогенетическом отношении.

Приобретает основное значение роль гранодиоритовых интрузий, как носителей ряда рудных накоплений цветных и редких элементов, также и золота, и ультраосновных интрузий, как носителей хрома, никеля, кобальта, возможно, и платины.

Из данных, полученных при обзоре петрографии и генезиса пород и их возрастных отношений, становится совершенно ясно, что на Северном Кавказе и в районе Центрального Кавказа играют наиболее крупную роль в металлогенезисе не основные породы, такие как диабазы, диабазовые порфириты и другие, в образовании ряда месторождений медных, свинцовых, цинковых, мышьяковых, вольфрамовых и т. д. играют роль также не кератофиры, а гранитовые и гранодиоритовые неоинтрузии, с которыми связан ряд месторождений Центрального Кавказа, северных и южных его склонов.

Совершенно ясно, что поиски новых месторождений таких руд, как медные, цинково-свинцовые, серебряные, мышьяковые, молибденовые, вольфрамовые, оловянные, необходимо связать с неоинтрузиями, местами развития их, и на них следует обратить особенное внимание

в дальнейшем, не забывая, что эти неоинтрузии не всегда вскрыты, и в то же время вызывают рудообразование и на значительных расстояниях от себя.

Следует отметить, что к петрографическим исследованиям неоинтрузий интерес ослабел и Центральный Кавказ остается без необходимых исследований, в результате чего на Кавказе задерживается развитие промышленности цветных и редких металлов и золота.

В последнее время начаты усиленные исследовательские работы по выявлению распространения и условий нахождения золота, редких и цветных металлов в различных районах Центрального Кавказа.

С другой стороны, присутствие в ряде мест основных и ультраосновных пород указывает на возможность нахождения на Кавказе также хромитовых, никелевых, платиновых руд при условии постановки исследования тектоники рудных месторождений Кавказа и выявления более точного направления тех тектонических рудоносных линий и ультраосновных пород, которые пока только намечены Поповым.

Главнейшая литература по петрографии Центрального и Северного Кавказа

1. Агалин. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. ИГК, т. 48, № 4, 1929.
2. Безбородько. Змеевиковый пояс, его хромитовые руды и прилегающие породы в Майкопском отделе Кубанской области. «Изв. Дон. пол. и-та», 1913.
3. Белянкин. Об авгитовом порфирите из окрестностей Ананура на Кавказе. ИППИ, т. XV, 1911.
4. Он же. Материалы для петрографии Центрального Кавказа.
5. Он же. Опыт петрографической характеристики Визингии и Балкарии в Центральном Кавказе. «Сборн. научн. работ, посвященных Левинсон-Лессингу». ИППИ, с картой, 1915.
6. Он же. Тешенит Курсеби. ИППИ, т. XVII, стр. 1—22, 1912.
7. Он же. Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. Там же, 1915.
8. Он же. К исследованию кавказских гранитов. «Изв. ППИ», т. 27, 1918.
9. Он же. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека. ИППИ, т. 21, 1914.
10. Он же. Геологическая карта Архотского туннеля. Геол. иссл. области перевальной дороги через Главный Кавказский хребет, 1914.
11. Он же. Там же. К петрографии Архотского туннеля. Там же, 1914.
12. Он же. О Дарьяльском граните. Там же, 1914.
13. Он же. К петрографии перевала Штулу-Вчек в Центральном Кавказе, Изв. Ак. н. 1923, стр. 95—102.
14. Он же. Новейшая кавказская интрузия в бассейне Ардона и Уруха. ИППИ, 1918, т. 27.
15. Он же. Об анортоклазе в кавказитах. ИАН, 1927.
16. Он же. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. ИГК, 1924.
17. Он же. Неоинтрузии Центрального Кавказа в истоках р. Фиаг-Дона. ИГК, 1919, 517—526, ИППИ под тем же заглавием, но с картой.
18. Белянкин и Ренгартен. Девдоракские интрузии на С. Кавказе. ИАН, 1926, стр. 863—865.
19. Варданянц. К петрографии Садонского рудоносного района. ИДПИ, т. 25, 1925.
20. Он же. К геолого-петрографической характеристике Горной Осетии. «Тр. СКАНИИПН при ДПИ», 1926.
21. Он же. Опыт металлогенической характеристики Ц. Кавказа. «Тр. ГГРУ», № 22, 1931.
22. Волкенау. Гранит Кассарского и Цейского ущелий. ИППИ, 1914.
23. Вялов и Никшич. Возраст Дахавской и Шабабинской гранитной интрузии в Северном Кавказе, ВГК, 1918, № 9/16.

24. Гейслер. Вулканические пеплы с Апшеронского полуострова. ИППИ, 1915.
25. Герасимов. Вулканические пеплы о. Челекена. ИГК, 1913.
26. Он же. К вопросу о возрасте древнейших свит на Кавказе. ИГК, 1929, т. 48, № 7.
27. Он же. Следы третичной вулканической деятельности близ г. Грозного. ИГК, 1920, т. 39, вып. 3—6, стр. 398.
28. Он же. Северо-восточное подножие Эльбруса. ИГК, 1911.
29. Он же. К вопросу о возможном возрасте Эльбруса. ИАН, 1910.
30. Он же. Кавказская складчатость и вулканизм. «Природа», 1922. № 3—4.
31. Герасимов и Яншевский. О верхнесилурийских осадках в окрестностях Кисловодска на Кавказе. ИГК, 1916, т. 35, № 7.
32. Он же. Краткий геологический очерк района Кавказских минеральных вод. «Мат. к позн. геол. стр. Рос. империи», 1911, с картой м. 1 : 300 000.
33. Он же. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. ИГК, 1928, т. 47, № 4.
34. Он же. Контактно-измененные юрские породы в долине р. Малки. ИГК, 1916.
35. Он же. Тешенит Ай-Иори. «Тр. ГГРУ», 1931, вып. 29.
36. Григорьев. ИГК, 1929, № 1.
37. Дервиз. Recherches geol. et petr. Sur les laccolithes des environs de Piatigorsk, 1905 Geneve.
38. Она же. О месторождениях серебро-свинцово-цинковых руд в Горной Осетии и Дигории. ИГК, 1917.
39. Домарев. Садонское серебро-свинцово-цинковое месторождение. «Труды ГГРУ», № 10, 1930.
40. Дубянский. О горных породах Казбека. «Зап. Кав. ОРГО», 1904.
41. Он же. Эльбрус и долина Баксана. «Варш. ПИ», 1912.
42. Он же. К петрографии Эльбруса. Там же, 1914.
43. Он же. На восточном склоне вершины Эльбруса. Там же, 1913.
44. Залесский. О андезитовой лаве из окрестностей Чегеть-Джора, в Балкарии, на Кавказе. Сб. науч. раб. посв. Л.-Л., 1915.
45. Кузнецов Е. Садонское свинцово-цинковое месторождение. «Тр. ИМП», 1930.
46. Кузнецов И. Геолого-петрографический очерк и генезис Карачаевского серебро-свинцового месторождения. МОПГ, 1924, с картой.
47. Он же. Рокский перевал. «Тр. ВСГРО», № 161, 1932.
48. Он же. Краткий геологический очерк Балкарии. «Изв. Геол. Ком.», 1914, т. 43, № 9.
49. Курман, Ворожева и Усачева. Боросодержащие породы с горы Бык и Золотого Кургана. НИУ. Вып. 117, 1934.
50. Лагорио. Андезиты Кавказа. 1873. На немецком языке.
51. Лебедев. К петрографии Военно-Сухумской дороги. 1. Гранит Теберды. «Прот. Дон. об. ест.», 1918.
52. Он же. Мраморы Северного Кавказа. Отд. отт.
53. Он же. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. ТСКАННИИ, 1930.
54. Он же. Петрографический очерк района мышьяковых месторождений верховьев Ардона (Кавказ). «Тр. Сев. кавказ. асс. НПИ», 1926.
55. Левинсон-Лессинг. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геол. иссл. в обл. перевала ж. д. через Главный Кавказский хребет, 1914.
56. Он же. Петрографические исследования в Центральном Кавказе. ИППИ, 1904.
57. Он же. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека. МГР, т. 21, вып. 1, 1903.
58. Он же. Исследования по теоретической петрографии. 1898.
59. Он же. Petrographische Studien in Centralen Kaukasus, (Digorien und Balkarien). «Зап. Мин. Об.», т. 41, вып. 2, 1905.
60. Он же. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. ИППМ, 1913.
61. Лодочников. Одноверстная геологическая съемка в районе Кавказских минеральных вод. «Тр. ГГРУ», 1930, вып. 5, с картой м. 1 : 100 000 в красках.
62. Мефферт. Геологические исследования в Кутаисском и Ахалкалакском уездах. «Изв. Геол. Ком.», 1924, № 7.
63. Он же. Юрские отложения Имеретии. «Изв. Геол. ком.», т. 49, № 1, 1930.
64. Он же. Геологические исследования в Мингрелии. «Тр. ГГРУ», 1931.

65. Он же. Геологический очерк Легхума. «Тр. ГГРУ».
66. Микей. Обсидианы Кабардино-Балкарской автономной области. 1930.
67. Огильви. Отчет о состоянии и деятельности. Геол. ком. за 1916 г. Т. 36, № 1.
68. Паффенгольц. Граниты Малки и Мушта. ИГК, 1924, 43, 1371, с картой 1 : 42 000 и разрезами лакколитов.
69. Он же. Геологический очерк бассейна р. Белокан-Ор с 3 картами и 2 табл. «Тр. КТРО», 131, 1931.
70. Попов. Заметка о связи линий герцинских дислокаций с выходами габбро-перидотитовых, пироксенитовых пород на Северном Кавказе. «Тр. Куб. с.-х. ин-та», т. VIII, 1928.
71. Он же. «Centralb. f. Miner.», № 6, 1928.
72. Пятницкий. Геологические исследования в Центральном Кавказе, между Эльбрусом и Военно-Осетинской дорогой. МГР, XXI, 1904.
73. Он же. Основные черты геологического строения Центрального Кавказа в связи с оруденением его северного склона. 1930. ИГГРУ.
74. Ренгартен. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. «Тр. ВСНРО», 1932.
75. Он же. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. ИГГРУ, 1930.
76. Он же. Новые данные по тектонике Кавказа. ВМО, 1926.
77. Робинсон. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов р. Лабы и Белой на Северном Кавказе. «Тр. ВГРО», 1932, с картой в красках 1 : 100 000.
78. Он же. Очерк геологического строения района Красной Поляны. ИАГРО, 51. 73. 1932.
79. Он же. Горная Ингушетия. «Тр. ГГРУ».
80. Савич-Заблоцкий. Исследование Садонского гранита. «Тр. ОИП при Харьк. у-те», 1908.
81. Он же. Петрографическое исследование пород гранитной магмы Горной Осетии (бассейн истоков Уруха), ЗМО, т. 56, 1927.
82. Сердюченко. Полезные ископаемые Северокавказского края. 1932.
83. Он же. Справочник по полезным ископаемым Северокавказского края. 1933.
84. Он же. Альмандины из некоторых месторождений Северного Кавказа и Украины. ЗМО, 1933.
85. Он же. Пегматиты и швейерит из района горы Джемараклы Тюбе в Карачае. ЗМО, 1932.
86. Скаковский. Краткое описание Садонского серебро-свинцово-цинкового месторождения. 1929.
87. Он же. Генезис Садонского месторождения. 1931.
88. Соловьев. Краткий геологический очерк Балкарии. «Изв. ГГРУ», 1932.
89. Тимофеев. К петрографии Ц. Кавказа. Андезито-дациты. «Ежег. по мин. и геол. России». XIV, 173. 1912.
90. П. Чирвинский. Обсидианы Карачая и Кабарды. 1931.
91. Он же. Полезные ископаемые Кубани. 1927.

Глава VI

ЗАКАВКАЗЬЕ

1. Общие замечания

Район Закавказья, к юго-востоку от рек Куры и Риона, характеризуется как область преобладающего развития магматических пород, представленных крайне разнообразными типами их, как глубинными и гипабиссальными, так и жильными и излившимися (эффузивными) и, наконец, туфогенными.

Осадочные породы в чистом виде играют по существу второстепенную роль, что, в общем, является чрезвычайно характерным для Закавказья; магматические породы различных возрастов в ряде мест перекрывают друг друга мощными массами, занимающими часто огромные пространства.

На этой территории располагаются также и крупные вулканы, в настоящее время угасшие, представленные главным образом андезитовыми и близкими к ним лавами. Вулканы достигают значительной высоты; так, например, высота Алагеза, расположенного на территории СССР, около Эривани, достигает 4 096 *м*; еще больше высота угасшего вулкана в Турецкой Армении — Арарата — 5 156 *м* над уровнем моря.

С другой стороны, основные породы, как например базальты, разливались более ровными массами — потоками и покровами, без образования сколько-нибудь высоких конических возвышенностей.

Для области Закавказья, как и для Главного Кавказского хребта, характерно наиболее распространенное направление северо-западного простирания складчатых образований. Наблюдаются складчатости, принадлежащие к различным периодам — каледонская, герцинская, альпийская. Армянское плоскогорье располагается на высоте около 2 000 *м* в среднем с отдельными вершинами, расположенными на нем, подымающимися выше 3 000 *м*. Огромное плоскогорное оз. Севан (Гокча), вытянутое в направлении общего направления складчатости с северо-запада на юго-восток аналогично Байкалу, расположено на высоте 1 925 *м* над уровнем моря (типичное плотинно-тектоническое озеро); плотина образована вулканическими породами; озеро занимает площадь около 1 413 *км*^{2}.

Гокчайский хребет, расположенный к северо-востоку от оз. Севана, к северу от р. Тертера, которая его пересекает, достигает местами вы-

соты 2 918 *м* (Шах-даг), 3 379 *м* и далее на юго-восток продолжается в виде Карабахского хребта с высотами 2 370 *м* к северо-западу от Степанакерта и 1 598 *м* в юго-восточном конце недалеко от р. Аракса.

Хребты Гокчайский и Карабахский характеризуются мощным развитием меловых отложений, ультраосновными и основными интрузиями.

К юго-западу от Карабахского хребта располагается идущий тоже в юго-восточном направлении гранитный хребет, в северо-западном конце около р. Арпа-чая достигающий высоты 3 107 *м* (Арчдабан) и далее на юго-востоке, около турецкой границы, — 3 917 *м* (г. Капуджи).

Еще западнее проходит Даралагезский хребет, частью с меловыми отложениями и с высотами до 2 789 *м*.

К северо-востоку от Армянского нагорья располагается северо-восточный склон Гокчайского хребта, пересеченный многочисленными долинами рек, многочисленными возвышенностями и глубокими балками и ущельями, спускающимися к долине р. Куры; склон местами как бы обрывается к ней крутыми уступами; широкая полоса области развития юрских, частью туфогенных отложений прорвана гранодиоритовыми и другими интрузиями, в ряде мест сопровождающимися накоплениями руд железа, меди и других.

2. Ультраосновные и основные интрузии

Ультраосновные и основные интрузии имеются во многих местах Закавказья; однако, до настоящего времени они далеко не полно изучены, несмотря на то, что они имеют, несомненно, крупное научно-практическое значение.

В районе хребтов Гокчайского и Карабахского имеется тянущаяся от северного берега оз. Севан (район с. Надеждино) до границы с Персией полоса, вдоль которой развиты меловые отложения, прорванные в ряде мест ультраосновными и основными породами, очевидно, очень юного возраста, скорее всего третичного.

В районе с. Надеждино на северо-восточном берегу оз. Севана выступают в ряде мест габбровые породы, сопровождаемые серпентинитами, офиолитами и другими основными и ультраосновными породами.

Габбро образует несколько массивов: один тотчас к северо-западу от Надеждино (наиболее крупный), три отдельных массива к югу от того же селения на мысу, выдающемся в оз. Севан, и два небольших массива к востоку, из которых наиболее отдаленный расположен на берегу Арданычского залива оз. Севана.

Габбро — темносерые, что резко отличает их от туфогенных пород той же местности, отличающихся частью зеленой различной интенсивности окраской; они крупнозернисты, с преобладающим плагиоклазом № 54, образующим крупные таблитчатые кристаллы, с равномерно распределенными неправильной округлой формы зернами авгита, бесцветного или светлоголубого. В небольшом количестве присутствуют рудные выделения.

Строение габбро-диабазовое, равномернозернистое, иногда попадаются также и полосатые разновидности, сходные с полосатыми

габбро Денежкина Камня на Урале. Иногда, как например в Арданычском выходе, они переходят в габбро-диабазы.

Габбро местами прорезаны диабазовыми дайками, в обрывах Адатапинского мыса до 22 *м* мощности, иногда частично проплавляющими габбро, которые они прорывают; сам диабаз в местах соприкосновения с габбро становится более плотным вплоть до витрофирового; следовательно, диабазы образуют более юные интрузии, чем габбро, в свою очередь интрудирующие туфогенные породы.

В районе с. Арданыча у берега одноименного залива габбро в значительной степени диференцировано и на небольших расстояниях сменяется частью темнозелеными меланократовыми разностями, частью, обедняясь мафическими минералами, переходит в сахаровидные, совершенно бесцветные лабрадориты.

Здесь присутствуют перидотиты или точнее дуниты, так как обычно они лишены пироксена, частью же содержат его только в незначительном количестве.

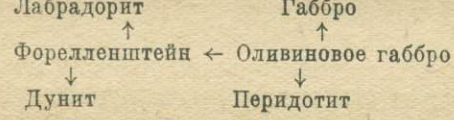
Оливиновые породы в значительной степени серпентинизированы, отчасти целыми участками. Характерно присутствие в них пикотита.

Присутствующие здесь форелленштейны отличаются непостоянством состава и переходами до лейкократовых форелленштейнов, почти безоливиновых пород этого рода.

Тут же развиты оливиновые габбро; плагиоклаз в этих последних очень основной, до № 72—80; отчасти заметна зависимость основности плагиоклаза от количества оливина.

Оливиновые габбро отличаются также и тут переходом от габбровой к диабазовой структуре с более поздним выделением авгита сравнительно с плагиоклазом.

От других массивов габбро того же района данный массив отличается резко выраженной диференциацией габбровой магмы:



Характерно отсутствие переходов в породы, обогащенные пироксеном, и пироксениты.

Можно думать, что диференцированный массив был в лучших для кристаллизации и диференциации условиях более медленного охлаждения, чем остальные массивы.

Мощно развитые в этом же районе серпентиниты представляют собой по всем признакам продукты серпентинизации этих же пород. Процесс серпентинизации прошел в них настолько далеко, что обычно в них не находится остатков первичных минералов. По внешнему виду змеевики разнообразны: частью они плотные, частью зернистые, иногда брекчиевидные, черные до зеленоватых, с переходом в благородный серпентин по плоскостям скольжения. Серпентины частью антигоритовые, частью хризотиловые.

В серпентинитах часто присутствует хромит, частью в виде отдельных зерен и кристаллов, местами скопляющихся в отдельных участках в хромитовые породы. Присутствует также темнокоричневый пикотит с очень резким рельефом и показателем преломления 1,95 (применен пиперин).

В контактах серпентиниты вызывают перекристаллизацию известняков в кристаллические мраморы.

Змеевиковый массив пересекается жилой авгитита, судя по минералогическому составу, но, судя по отсутствию здесь базанитовых лав вообще, его следует отнести к авгитовому порфириту.

Габбро-перидотитово-серпентинитовая формация тянется от селения Надеждино далее на юго-восток и достигает персидской границы; следовательно, образование такого рода продуктов дифференциации магмы не случайно, но является следствием определенных вулканических и тектонических процессов, проявлявшихся на большом расстоянии в связи с процессами альпийской складчатости.

Характер дифференциации здесь отличный от того, который наблюдается в некоторых других районах, например, в очень сходной Альпо-Апенино-Динарской формации габбро-перидотитовых серпентиновых (офиолитовых) пород, где имелись фазы извержения их с такой последовательностью:

1) ультраосновные перидотиты,
2) габбро,
3) диабазы и спилиты.

В районе оз. Севан эта последовательность следующая:

1) перидотиты и серпентиниты, одновременно габбро, как продукты дифференциации магмы на месте;
2) диабазы.

При этом габбро-перидотитовая магма дала одновременно занявшую свое место серию основных и ультраосновных пород: серпентиниты-дуниты-форелленштейны — оливиновые габбро — габбро и лабрадориты, постепенными переходами одних в другие на небольших расстояниях. Более поздний возраст диабазов характерен для севанской свиты габбро-перидотитовых пород. В то время, как габбро-перидотитовая серия обладает возрастом среднемеловым, габбро-лабрадоритовая — более юная, чем верхнемеловая.

К востоку от Арданыча габбровые породы метаморфизовали свиту эоценовых нуммулитовых известняков.

Так как наиболее интенсивная складчатость, имевшая место в Закавказьи, обладает, по Освальду (1912), и другим миоценовым возрастом, то и габбро-перидотитовые породы Закавказья, образующие обширную полосу, обладают также скорее всего миоценовым возрастом. (Гинзберг, 1906).

Месторождения хромитов, приуроченные к габбро-перидотитовым породам Надеждинского района, разведаны Бетехтиным, позже (1931 и 1932 гг.) Кечеком, причем установлено было содержание Cr_2O_3 в руде до 35%; при обогащении получался концентрат с 48% Cr_2O_3.

Эти же породы продолжаются также в районе верхнего течения р. Тертера (Гейдаринское месторождение хромита на высоте 2 200 *м*), где среди перидотитов расположены участки с дунитом, содержащим гнезда хромита; с севера к перидотитам примыкает габбро; мощность хромитовых линз здесь около 2—3 *м*, как исключение до 7 *м*, причем граница между ними и серпентинитом выражена очень резко. Кроме серпентина, присутствуют оливин, хромовый гранат, хромовый хлорит. Окиси хрома в хромите, по данным ВИМС, 48,2%.

Здесь наиболее крупное месторождение хромита Закавказья с запасом хромита — 20 000 *т* (C_2) в серпентинизированных породах.

Таблица 46

Химические анализы габбро-перидотитовых пород Закавказья

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	40,41	Нет	0,97	5,62	—	1,85	37,04	Нет	0,06	0,07	13,36
2	49,03	0,44	17,87	2,73	5,22	0,19	5,81	11,02	3,01	1,38	—
3	50,66	1,99	16,53	0,54	7,86	0,16	5,77	11,97	2,73	0,44	—
4	44,09	1,82	19,12	3,12	6,17	—	8,45	8,78	2,78	1,88	—
5	50,88	1,34	19,35	4,32	2,60	—	3,46	10,08	3,72	3,35	—
6	45,07	0,68	18,59	2,70	4,34	0,14	5,59	9,96	3,05	1,15	—

№ анализа	$\overline{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
2	2,46	4,19	1,52	1 : 6,6	55,0	2,4	4,4	13,2	7,6
3	3,09	5,18	1,70	0,10 : 1	55,9	2,0	4,4	13,6	9,0
4	2,45	3,5	1,29	1 : 6,7	2,4	4,4	13,2	6,9	—
5	1,39	3,9	1,76	1 : 2,15	58,2	4,2	3,8	12,0	6,3
6	1,4	3,76	1,71	1 : 3,22	54,2	2,8	5,2	12,0	8,0

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
2	25,5	36,4	29,0	9,1	120	0,24	0,45	0,80
3	23,6	38,3	31,0	17,1	126	0,10	0,54	0,82
4	24,4	46,5	20,7	8,4	96	0,31	0,60	0,45
5	29,5	27,6	28,0	14,9	135	0,37	0,49	1,01
6	28,3	34,4	27,8	9,5	118	0,20	0,63	0,84

1. Серпентинит. Район Надеждино. Северо-восточный берег Севана. Гинзберг, 1929. 2. Габбро. Арданыч. Северо-восточный берег Севана. Гинзберг, 1929. 3. Полосатое габбро. Район р. Масмана. Северо-западный конец Севана. Гинзберг. 4. Оливиновое габбро. Карабах. Гинзберг, 1913. 5. Габбро, переходящее в сиенит-габбро. Даралагезский район. Котляр, 1930. 6. Габбро южного склона Шахдагского хребта. Северо-восточный берег Севана. Кузнецов, 1930.

Далее на юго-восток районы развития перидотитов с приуроченными к ним хромитами находятся у шоссе Герусы — Евлах, в верхней части течения р. Инака (Калифалинское месторождение); с вкрапленными рудами хромита.

Аналогичные породы, образующие интрузии типа, промежуточного между факолитом и лакколитом, в меловых отложениях, имеются также в районе, расположенном в 25 *км* к северу от Ленинакана (Агбабинское), в 8 *км* от с. Амалия, на северном склоне хребта Чолдаш. Интрузии образованы габбро, оливиновым габбро, перидотитами и ду-

нитами; к последним приурочены хромитовые залежи. Присутствуют также и пироксениты. Хромитовые руды, густо вкрапленные, с содержанием Cr_2O_3 40,5%; запасы на 1/I 1933 г. — 1 800 *т* по категории C_2, с 17—38% Cr_2O_3 и 6—16,5% SiO_2.

В северо-западном конце оз. Севана имеются также интрузии в виде лакколитов небольших размеров в известняках. Эти интрузии образованы сильно измененными породами габбрового габитуса с ясно заметной диабазовой структурой.

Состоят они из разных количеств плагиоклаза № 50, хлорита и кальцита; местами метаморфизация породы еще более интенсивная, с образованием актинолита, серпентина и эпидота.

Здесь мы имеем дело с верхами интрузии, внедрившейся в меловые известняки и насыщенной летучими веществами. Она ассимилировала значительные количества известняков.

Еще далее к северо-западу, между оз. Севаном и Делижаном, у с. Головино имеется крупный массив габбро-диорита, образующего здесь лакколит (2,8 × 1,3 *км*). Порода имеет уже иной состав, чем описанный выше — в ней наряду с плагиоклазом № 53 присутствует в значительном количестве роговая обманка зеленовато-желтого цвета, кроме того, — кварц, апатит, рудные выделения.

Химический анализ указывает на близость этой породы к породам диоритовой магмы; следовательно, она является переходной к породам гранодиоритового ряда.

Это подтверждается и дифференциацией самого лакколита, который местами становится более кислым, светлым, в нем появляется калиевый полевой шпат, ортоклаз наряду с кварцем; в других частях, наоборот, порода становится более основной. Порода колеблется от кварцевого до бескварцевого роговообманкового габбро.

Сам лакколит пересекается дайками пегматитов (Турцев). К западу от северо-западного конца оз. Севана на краю монцонитового лакколита (массива), по Гинзбергу, развито полосатое габбро (анализ 3) с чередованием пластов черного и светлого цвета, сравнительно мелкозернистых; это чередование обусловлено сменами плагиоклаза (лабрадора) и роговой обманки. Для этой породы характерно очень малое содержание K_2O, что идет в разрез с общим химическим характером пород Армении.

Основные и ультраосновные породы Карабагского и Зангезурского районов изучены были особенно детально Гинзбергом (1913). Здесь он устанавливает присутствие по всем признакам непрерывного ряда плутонических пород, начиная от габбро и кончая дунитом, причем основным типом этого ряда является габбро. Путем дифференциации из габбровой магмы, согласно его мнению, развились разные другие типы пород, в том числе рудные форелленштейны и перидотиты. Тесная связь этих габбровых пород данного района с габбро-диабазами говорит в пользу того, что и развитые в этом же районе диабазы связаны генетически с той же габбровой магмой.

Мелко- и среднезернистые габбро и горы Чигля состоят из битовнита № 84, крупных буровато-серых под микроскопом кристаллов диаллага *c*: $N_g = 37°$ и оливина, частично сохранившегося в отдельных шлифах. Его анализ приведен на стр. 256.

В химическом отношении оно отличается большей основностью сравнительно с нормальным габбро, а на схеме — диаграмме, по

Ниггли, довольно отчетливо выступает генетическая связь этого габбро с эффузивами типа шошонита того же района.

Черный рудный мелкозернистый форелленштейн состоит из основного плагиоклаза, довольно свежего оливина и огромного количества рудного минерала, относимого Гинзбергом к магнетиту. Возможно, что он принадлежит к хромиту. Особенность плагиоклаза в том, что он местами образует очень длинные, хотя и немногочисленные, совершенно свежие кристаллы. Перидотит (пикрит) представляет породу, состоящую почти исключительно из довольно крупных кристаллов диаллага, часто изогнутых, и преобладающего оливина.

Присутствуют также и серпентиниты, чаще черные, частью же блестящие, синевато-зеленые. Местами в них присутствует асбест (у ст. Лысогорск), хотя и низкого качества. Вне сомнения, он представляет собой продукт серпентинизации перидотитов.

Кроме того, габбро-перидотитовые породы выступают в ряде других мест Закавказья; так, присутствие их указано было Федоровым в районе Кедабека, Котляром — в Даралагезском районе около с. Гюмашана и полиметаллического месторождения там же, где оно переходит в габбро-сиениты (по Конюшевскому, в кварцевые монцониты).

Габбро и сиенит-габбро прорезают в виде небольших штоков лабрадоровые андезиты. Микроскопически эти породы серые, розоватые, темносерые, средне- и мелкозернистые, частью тонкозернистые, обычно неравномернозернистые, иногда порфировидные.

Габбровые породы характеризуются составом из очень основного плагиоклаза, обычно лабрадор-битовнита, в центре иногда № 88, по краям № 57, в среднем № 72 или лабрадором № 50, почти без зональной структуры; вторая составная часть их — моноклинический пироксен с $2V + 63°$, с примесью рудного минерала и анатита. Структура их типично габбровая.

В ряде случаев, кроме этих минералов, присутствует также анортоклаз то в очень незначительном, то в большом количестве, в результате чего получаются сиенито-габбро. Цветные минералы образуют 25—30% всей породы; становясь более тонкозернистыми, приобретая более резко выраженную порфировую структуру, эти породы приближаются к породам типа излившихся.

3. Гранодиоритовые интрузии

В значительно более крупных размерах и чаще в районе Закавказья встречаются гранодиоритовые и связанные с ними неоинтрузии. Эти неоинтрузии особенно хорошо изучены в районе Алаверды, на северо-западе Малого Кавказа, далее — в районе Кедабека, Заглика, Дашкесана, Чираги-Дзора, также частично в районах Даралагезском, Зангезурском, в районе, прилегающем к оз. Севану, а также в Аджаристане.

В Аджаристане сиенит-диоритовая неоинтрузия была описана И. Ф. Григорьевым (1929) в бассейне р. Адхари-Цхали, к востоку от Батума; здесь имеется четыре отдельные площади распространения, вне сомнения, одного интрузивного массива сиенит-гранитов и диоритов, представленных среднезернистыми породами, состоящими из основного плагиоклаза № 40—55, частью зонального, ортоклаза (анортоклаза) и одного или нескольких мафических минералов — авгита ($2V = +48$—$50°$, $c : N_g^2 = 42{,}5$—$47°$), роговой обманки или

биотита. Иногда они содержат также и кварц в количестве до 10%. Относительные количества калиевого полевого шпата и плагиоклаза, примерно, одинаковы; при уменьшении содержания ортоклаза сиенит-диориты переходят в диориты; в распределении различных разновидностей нет никакой закономерности.

Структура гранитовая, иногда наблюдается и монцонитовая структура. В приконтактовой зоне развиваются крупные кристаллы плагиоклаза, иногда также авгита, роговой обманки, ортоклаза.

От сиенитово-диоритового (монцонитового) массива отходят иногда также и дайки, представленные роговообманковыми сиенит-порфирами и диоритовыми порфиритами.

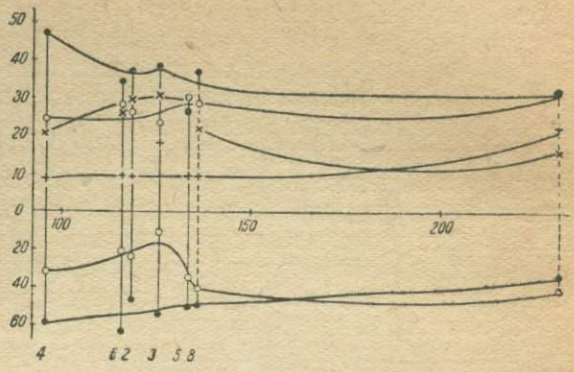


Рис. 49а. Вариационная диаграмма основных пород Закавказья (по Ниггли) *2—6*; монциниты Аджаристана *7—8*.

Таблица 47

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
6	62,21	0,81	13,92	3,21	2,86	0,05	2,18	4,28	3,85	4,29
7	51,57	1,03	17,65	5,07	4,64	0,12	4,04	7,74	3,26	2,77

№ анализа	$\frac{-}{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	
6	1,78	6,60	2,76	1,59 : 1	71,0	6,4	1,6	12,0	
7	1,88	4,20	1,72	3,76 : 1	59,5	3,8	3,8	12,4	

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	*qz*
6	30,2	30,1	17,2	22,5	233	0,40	0,30	0,57	+43
7	27,5	36,6	21,7	14,2	138	0,40	0,49	0,59	—27

7. Роговообманковый монцонит (сиенит-диорит) из средней части Западного массива. 8. Авгитово-биотитовый монцонит (сиенит-диорит) из южной части третьего массива.

С этими монцонитами связано незначительное оруденение (свинец, цинк, медь, золото, серебро, молибден в окр. с. Намостреви). Эти монцонитовые породы обладают очень юным возрастом, так как они интрудируют и метаморфизуют среднесенонские отложения.

Гранодиориты Алаверды выступают к северу от медного Алавердского рудника (Грушевой, 1930). Они представлены средне- и мелкозернистыми, частью с порфировой структурой и мелкозернистой основной массой, породами, окрашенными в розоватый цвет. Состоят они также из плагиоклаза непостоянного состава. Обычно плагиоклаз очень резко зональный; в том случае, когда в породах присутствует более или менее значительное количество сильно разрушенного калинатрового полевого шпата, он близок к андезину № 30; мафические минералы представлены зеленой роговой обманкой; присутствует также кварц в различных количествах. В типичных гранодиоритах калинатровый полевой шпат отсутствует или образует тонкие каемки вокруг плагиоклаза № 47—50, на краю до № 27.

В аплитовой разновидности содержание кварца достигает до 50%.

Аналогичные породы выступают в ряде мест вблизи Алаверды. К числу таких пород относятся роговообманковые граниты (П. И. Лебедев, 1902) у с. Чочкан, к северо-востоку от Алаверды, и у с. Урут в 20 *км* к юго-западу от него.

Породы, тождественные с гранодиоритами Алаверды, описала Лупанова (1925) около ст. Айрум у с. Арчик, в 16 *км* на восток от Алаверды и в окрестностях ст. Бамбак около Каракилисы, в 40 *км* к югу от Алаверды; они отличаются присутствием биотита и авгита.

Имеются выходы пород группы гранодиоритов также и на горе Локк в 23 *км* к западу от Алаверды, отличающихся более кислым составом плагиоклаза и одновременно заменой роговой обманки биотитом, присутствующим в незначительном количестве. В районе, прилегающем к Сисимадану, к востоку от Ленинакана, к востоку от линии железной дороги Тифлис — Эривань, между Ленинаканом на юге и Алаверды на севере, имеются массивы (Танатар, 1911), состоящие из гранитов, богатых плагиоклазом и переходящих по краям массива в диорит; по долине р. Бамбак они переходят частью в аплитовый зальбанд в виде типичного аплита, частью диорит-аплита.

Севернее Сисимадана по р. Каменке выступают породы, которые Танатар отнес к монцонитам, содержащим оливин.

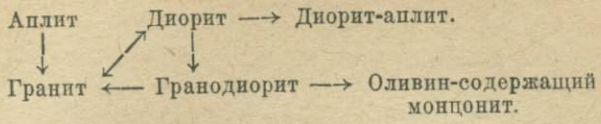
Имеются переходы между этими породами; по мере изменения относительного количества ортоклаза и кварца происходит также смена относительного содержания роговой обманки и биотита; при этом в более темных разностях преобладает роговая обманка.

Плагиоклаз по составу близок к андезину и отличается резко выраженным зональным строением.

Монцониты Каменки имеют вид мелкозернистых сиенитов, состоящих из преобладающего лабрадора, развитого в виде таблитчатых кристаллов с резко выраженным идиоморфизмом, часто погруженных в аллотриоморфные зерна ортоклаза; темноцветные минералы представлены диаллагом и с очень малой примесью биотита, второстепенными ильменитом и апатитом.

Таким образом, район, расположенный к юго-востоку и югу от Тифлиса и прилегающий к железной дороге Тифлис — Ленинакан, характеризуется тем, что мощно развитые здесь среднеюрские туфо-

генные породы с разнообразными юрскими излившимися породами прорезаны в ряде мест массами гранодиоритово-монцонитовой магмы, которая частично метаморфизовала туфогенную толщу и дала начало разнообразным породам, начиная от гранитов и кончая монцонитами и оливин содержащими монцонитами.



Возраст этой генетической группы гранодиорит-монцонитовых пород, прорывающих туфогенную толщу, скорее всего по аналогии с другими районами, очень юный — послеюрский, скорее всего третичный.

С этой именно гранодиоритово-монцонитовой группой магматических пород связаны также и рудные месторождения Алаверды, где видную роль играет медь с одновременным присутствием свинца, цинка, также золота и серебра (Cu, Pb, Zn, Ag, Au).

Если есть связь с альбитофирами, которые здесь также развиты, то эта связь имеется только постольку, поскольку последние являются производными той же гранодиоритово-монцонитовой магмы.

Мощное развитие гранодиоритов с переходами в сиениты, монцониты, диориты имеется также (Танатар) в окрестностях Каракилисы, в 40 *км* к югу от Алаверды по р. Бамбаку и ее притокам.



Рис. 50. Схематическая карта района оз. Севан — р. Кура.

Можно думать, что с этой группой пород гранодиорит-монцонитового ряда тесно связаны также многочисленные проявления рудоносности в данном районе; кроме Алавердского месторождения, магмой этой группы пород обусловлено рудообразование таких месторождений, как Шамлугское, Ахтальское, Сисимаданское, Элиарское и другие.

В контактах образуются разнообразные, частью очень плотные породы; характерно то, что рудообразование в районе Алаверды приурочено главным образом к толще плотных туфопесчаников лежачего бока зоны разлома в районе рудника, под влиянием которых рудоносные растворы, подымаясь вверх, концентрировались в большей степени, чем когда они входили в область более пористых пород, где рудоносность рассеивалась и импрегнация сульфидов становилась более слабой.

Гранодиоритово-монцонитовые породы района Кедабека, Заглика, Дашкесана являются продолжением тех же пород, которые образуют гранодиоритовый монцонитовый район Алаверды; они прорывают ту же среднеюрскую туфогенную свиту также и в районе, расположенном к юго-западу от Ганджи, образуя здесь полукруг крупных размеров из

выходов гранодиоритово-монцонитовых пород; он начинается в окрестностях ст. Шамхор к западу от горы Ганджи по р. Джалар-чай, в районе Кедабека по р. Шамшор-чай, и прослеживается далее в районе Дашке-

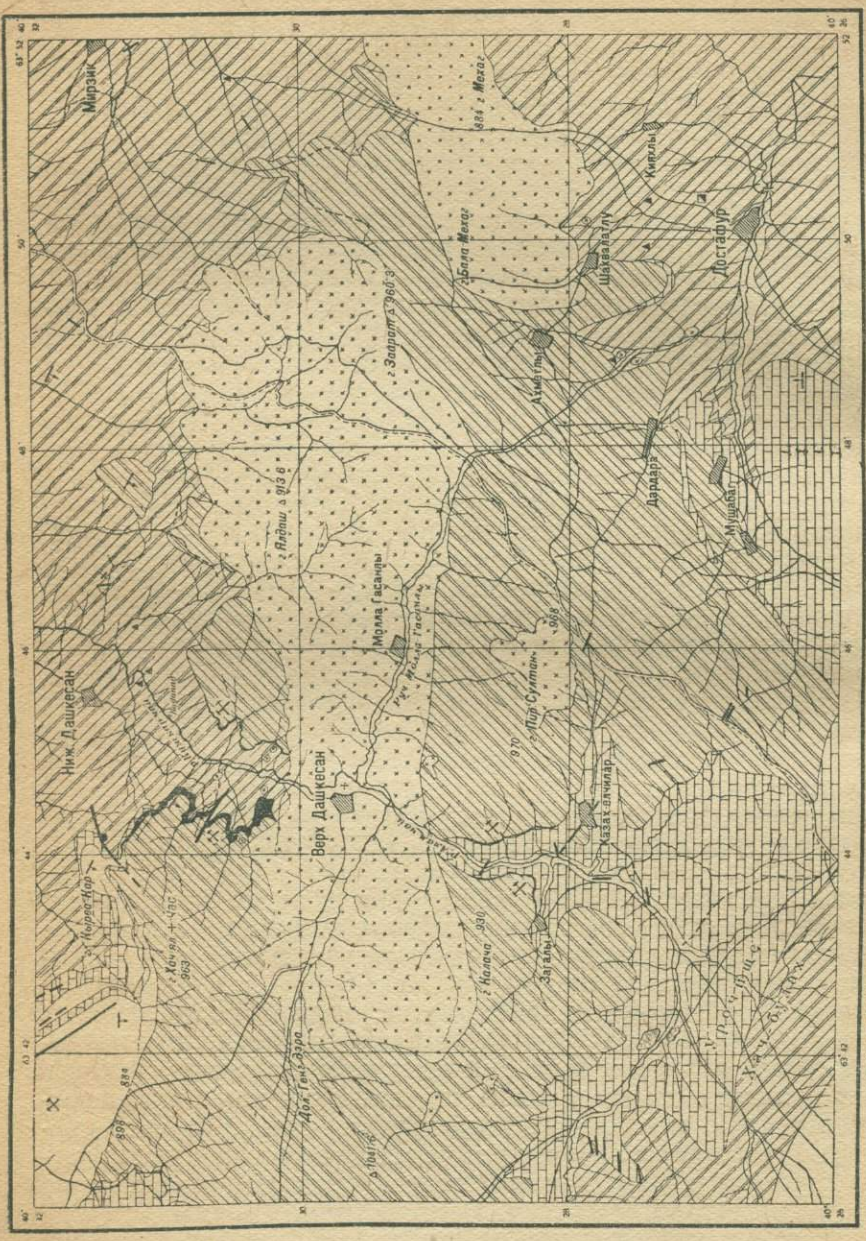


Рис. 51. Петрографическая карта района Дашкесана (по Паффенгольцу).

1—гранодиорит; 2—верхнеюрские порфириты, туфы и туфогенные породы; 3—верхнеюрские известняки; 4—среднеюрские туфогенные породы, порфиры и туфы; 5—выходы железорудной толщи.

сана и к востоку от него по р. Кушкар-чай и Ганджа-чай. Выходы гранодиоритов имеются и около самого города Ганджи (рис. 50, 51).

В районе Кедабека развиты граниты, образующие крупный массив в окрестностях с. Славянки (Красное село) в форме обширной интру-

зии; они окрашены в серый и темносерый цвет, обычно крупнозернисты и богаты кварцем.

Граниты типичные биотитово-роговообманковые, частью с типичной гранитной гипидиоморфно-зернистой структурой. По краям массива в породах наблюдается порфировидная структура. Главными минералами являются: плагиоклаз с преобладанием олигоклаз-андезина, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, пироксен. При значительном содержании кремнекислоты в породе плагиоклаз сравнительно основной.

Этот гранит оказывается более юным, чем выступающие местами в контакте с ним диориты, в которые они дают апофизы.

Наличие этих более кислых интрузий характерно не только для района Кедабека и Дашкесана, но также и для районов, расположенных на 150—180 *км* далее к юго-востоку, по направлению к Зангезурскому району.

Далеко не однообразны по своему составу (Кремчуков) широко распространенные гранодиориты, по большей части светлосерые, с зеленоватым оттенком породы, средне- и мелкозернистые, обычно сравнительно бедные мафическими минералами. Среди гранодиоритов можно различать ряд типов разнообразного петрографического характера, что зависит от одновременного присутствия одного или нескольких цветных минералов, главным образом авгита, частью роговой обманки или биотита (авгитовые, роговообманковые, биотитовые, роговообманково-биотитовые, авгитово-роговообманково-биотитовые гранодиориты).

Это связано частью и с колебаниями химического состава и указывает на способность гранодиоритовой магмы к диференциации, на что было обращено внимание Е. С. Федорова, изучавшего породы Кедабека. Плагиоклаз, играющий видную роль в составе гранодиоритов, зональный, с очень тонкой полисинтетической структурой, принадлежит олигоклазу, частью среднему и кислому андезину; обычно он образует широкие таблитчатые кристаллы. Ортоклаза местами нет, и порода переходит в диорит; кварц почти всегда присутствует, иногда в довольно значительном количестве; авгит обычно в значительной степени уралитизирован.

В гранодиоритах встречаются шлиры, обогащенные цветными минералами.

Судя по химическому составу, гранодиориты Кедабека, как и Дашкесана, представляют породы, промежуточные между кварцевыми диоритами и гранитами.

Тот же состав, только без калиевого полевого шпата, имеют кварцевые и бескварцевые диориты, развитые в районе Кедабека. Средний состав кварцевого диорита из Кедабека, по данным П. Чирвинского (1928), в весовых процентах следующий:

	1	2	3
Плагиоклаз, ортоклаз	69,17	65,86	74,50
Роговая обманка	26,73	30,51	15,35
Биотит	0,01	—	3,87
Кварц	1,03	—	2,73
Магнетит	2,55	3,63	3,55
Апатит	0,38	—	—
Титанит	0,05	—	—
Циркон	0,08	—	—

Для диоритов окрестностей рудника, как видно по приведенным только что результатам вычисления состава их под микроскопом (П. Чирвинский), характерно присутствие из числа цветных минералов почти исключительно роговой обманки и полное отсутствие пироксена.

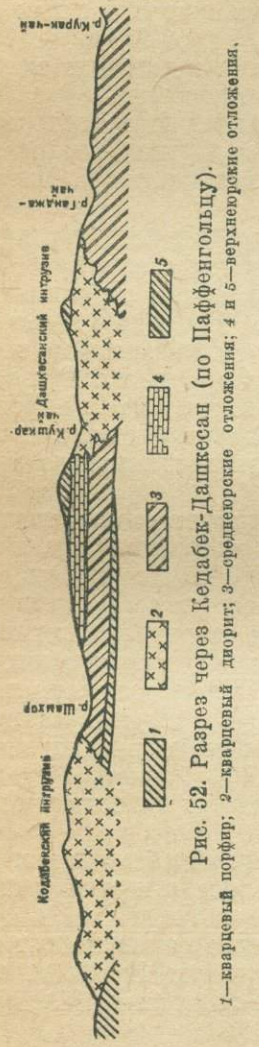


Рис. 52. Разрез через Кедабек-Дашкесан (по Паффенгольцу).
1—кварцевый порфир; *2*—кварцевый диорит; *3*—среднеюрские отложения; *4* и *5*—верхнеюрские отложения.

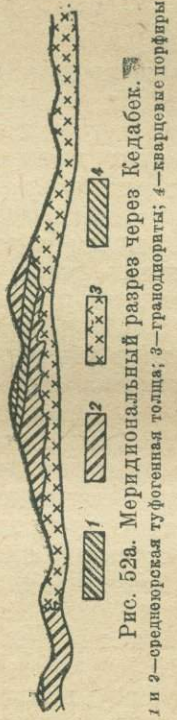


Рис. 52а. Меридиональный разрез через Кедабек.
1 и *2*—среднеюрская туфогенная толща; *3*—гранодиориты; *4*—кварцевые порфиры

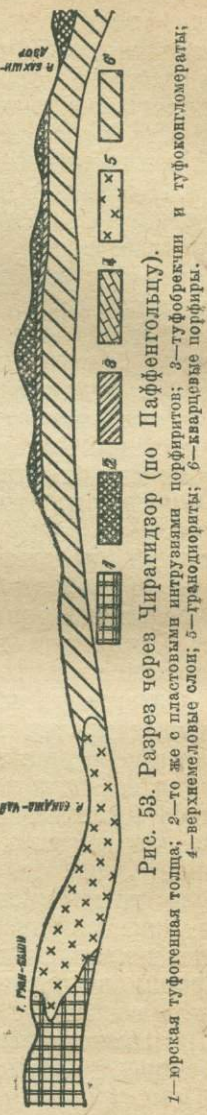


Рис. 53. Разрез через Чирагидзор (по Паффенгольцу).
1—юрская туфогенная толща; *2*—то же с пластовыми интрузиями порфиритов; *3*—туфобрекчии и туфоконгломераты; *4*—верхнемеловые слои; *5*—гранодиориты; *6*—кварцевые порфиры.

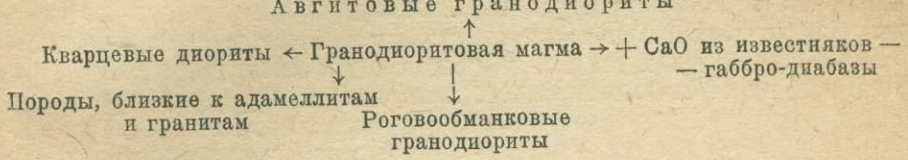
В контактах с этими породами в районе Кедабека имеются инъекции гранитовой, гранодиоритовой и диоритовой магм в окружающей породе в виде даек; происходит образование контактовых роговиковых пород, кварцево-слюдяного турмалинового скарна в контакте с порфиритами и кварцевыми порфирами и, далее, мраморов, а также известняково-диопсидово-гранатово-везувиановых пород (контакты

с известняками). Образование рудных месторождений гидротермального типа связано частью и с фумарольной стадией интрузии (Fe, Cu, Co).

Диоритовые породы при этом образуют интрузии в гранитах, т. е. граниты более древние, чем диориты.

Возраст этих интрузий Паффенгольц определял по аналогии с чирагидзорскими, развитыми к востоку от Дашкесана, как не древнее верхней юры, правильнее — он послесенонский.

Общая диференциационная связь различных пород этого района характеризуется, по Кремчукову, следующей диаграммой:



В этом районе гранодиоритовые породы и их спутники образуют ряд тесно связанных друг с другом массивов, располагающихся, как указано было выше, как бы по кругу.

Габбро-диабазы развиты у северного края дашкесанской интрузии; распространение их ограничено туфогенными отложениями; по направлению к югу они постепенно переходят в гранодиориты, причем переход наблюдается на протяжении около 100 *м* в таком порядке: габбро-диабазы → габбро → диориты → кварцевые диориты → гранодиориты.

Породы состоят главным образом из плагиоклаза (№ 56—63) и авгита; второстепенную роль играют роговая обманка и биотит. В основной массе, зерна которой 0,2—3 *мм* в поперечнике, вкрапленники достигают 4 *мм* и более.

Порядок выделений следующий:

Плагиоклаз → авгит → роговая обманка → биотит, причем биотит переходит в эпимагматическую стадию.

Развиты также микрогранитовые кварцевые диориты, сменяющиеся кварцевыми диоритами.

Именно эти гранодиоритовые породы и были первоисточниками металлогенеза района как Кедабека с его медными месторождениями, так и Дашкесана с магнетитовыми месторождениями и кобальтовыми скоплениями.

Кремчуков (1934) следующим образом разделяет процессы металлогенеза в связи с гранодиоритовыми породами.

I) Высокотемпературная стадия: арсенопирит, кобальтин, пирит, актинолит, кварц, эпидот, молибденит, халькопирит, частью борнит.

II) Гидатогенная среднетемпературная стадия: цинковая обманка, пирит, халькопирит, свинцовый блеск, хлорит, кварц, пренит, эпидот.

III) Низкотемпературная стадия с выделением сернистых кислых терм, вызвавших образование алунитов Заглика. Это характерная схема для месторождений кобальта.

Скарны Дашкесана изучены были Федоровым (1903) и Паффенгольцем (1932). Состоят они главным образом из граната; кроме того, присутствуют такие минералы, как моноклинический пироксен, рого-

вая обманка, эпидот, хлорит, слюда, кварц, магнетит, железный блеск, пирит, кальцит, апатит и др.

Скарновые породы представлены следующими типами их: 1) гранатовыми, 2) гранатово-магнетитовыми, 3) пироксеновыми породами, авгитовыми, диопсидовыми, 4) роговообманковыми породами.

Присутствует также и алунитовая порода, серая, грубополосчатая, пятнистая (Заглик).

Породы гранодиоритового типа, аналогичные тем, которые развиты в районе Кедабека с медными месторождениями, Дашкесана с магнетитовыми и кобальтовыми рудами, и Чирагидзора с месторождениями серного колчедана, развиты также в районе Зангезурском (Грушевой. «Вестник ГК». 1925). Среди гранитных пород этого района различают две группы: одну более древнюю, представленную основными плагиоклазовыми и бедными кварцем гранитами, сиенитами, местами монцонитового типа, диоритами с широко распространенной в них вкрапленностью халькопирита и пирита, и вторую, более юную, представленную более светлыми лейкократовыми гранитами, часто порфировидными. Обе группы пород прорезаны многочисленными дайками гранит-и сиенит-порфиров, реже меланократового характера, и также дайками аплитов, пегматитов и кварца.

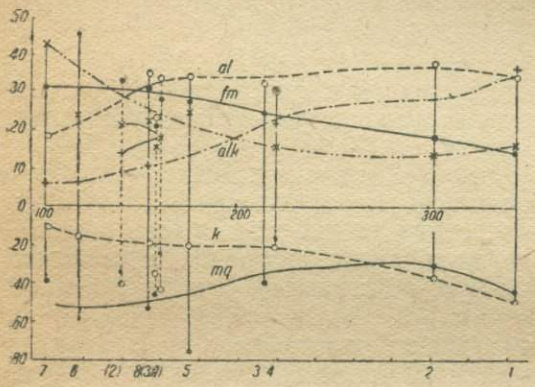


Рис. 54. Вариационная диаграмма магматических пород Кедабека и Дашкесана (по Ниггли) 1—8.

Рудоносность района связана с сиенит- и гранит-порфирами, обычно подвергшимися сильному гидротермальному и пневматолитическому преобразованию. Эти породы и тут также вызывают оруденение, главным образом медное, в ряде мест области, примыкающей к районам развития пород гранодиоритово-монцонитовой магмы.

Расстояние площади развития гранодиоритово-монцонитовых пород Зангезурского района от Кедабека и Дашкесана около 180 *км*.

Гранодиоритово-монцонитовые интрузии (гипабиссальные) широко развиты также в Даралагезском районе, расположенном в бассейне р. Арпачая, к юго-востоку от Эривани, примерно на середине прямой линии, соединяющей Эривань с Джульфой. Здесь развита целая серия гранодиоритовых и диабазовых пород, связанных по всем признакам генетически друг с другом, но, к сожалению, химически почти не охарактеризованных.

Интрузии этих пород имеют штокообразную форму; гранодиориты и диориты, тесно связанные друг с другом, характеризуются почти постоянным присутствием калинатрового полевого шпата (анортоклаза); они серые, иногда розоватые, в общем равномернозернистые, состоят главным образом из кварца, плагиоклаза № 33—46, роговой обманки, биотита и кварца. Андезин отличается резко выраженным идиоморфизмом по отношению к анортоклазу, $2V = -53°$.

Химический состав магматических пород Кедабека и Дашкесана

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$+H_2O$	$-H_2O$
1	75,12	0,41	12,52	1,25	1,84	0,06	0,94	3,33	3,09	0,86	0,77
2	67,83	0,60	14,82	1,53	1,37	0,64	0,83	2,84	4,15	4,01	—
3	60,98	0.41	15,64	4,28	1,80	1,60	4,62	5,25	3,75	—	—
4	64,12	0,35	15,22	4,80	1,64	2,65	3,90	3,20	2,04	—	—
5	65,55	0,51	16,02	2,02	2,35	0,09	1,71	4,19	3,26	2,74	1,49
6	52,33	0,58	18,78	7,10	3,99	0,11	4,37	7,43	3,53	1,41	0,58
7	50,32	0,83	16,77	3,23	6,80	0,16	7,96	9,88	2,21	0,76	—
8	47,09	0,94	14,97	1,54	8,56	0,48	3,69	18,39	2,52	0,42	—
9	51,36	0,59	19,85	2,34	3,66	0,14	3,84	7,11	2,95	1,16	2,19

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O : RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,3	9,6	4,4	1 : 1,85	80,0	6,4	6,2	7,4	8,5
2	0,9	7,33	3,7	2,28 : 1	76,0	6,0	3,4	10,6	6,1
3	1,5	5,66	2,5	1 : 1,1	64,6	7,6	1,8	10,4	6,3
4	1,5	5,9	2,3	1 : 1,7	73,0	5,0	4,6	10,4	7,1
5	1,4	6,6	3,0	1 : 1,9	62,8	8,0	5,8	6,2	6,5
6	1,7	3,86	1,7	1 : 4,2	59,2	3,0	5,0	12,0	7,9
7	2,8	4,6	1,6	1 : 1,1	54,7	1,6	4,4	14,0	8,0
8	3,7	5,0	1,5	1 : 2,3	51,9	1,4	3,4	15,2	7,2
9	1,6	4,6	2,0	1 : 4,7	61,4	3,4	6,8	9,8	8,0

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	33,6	14,2	16,2	36,0	345	0,50	0,44	0,38
2	39,0	18,0	14,2	29,0	302	0,39	0,30	0,74
3	32,4	24,0	17,5	26,0	215	0,48	0,40	0,70
4	31,5	31,5	15,0	22,0	220	0,20	0,16	0,49
5	34,5	27,3	24,8	13,4	175	0,21	0,76	0,91
6	23,0	46,0	24,0	6,0	118	0,18	0,60	0,50
7	19,0	31,0	43,0	6,0	102	0,10	0,40	1,4
8	35,0	31,5	22,8	10,7	155	0,20	0,54	0,72

1. Гранит. Красное село (Славянка) у Кедабека. 2. Гранодиорит. Кремчуков, 1934. 3. Гранодиорит к северо-востоку от Дашкесана. Паффенгольц, 1932. 4. Микрогранитовый кварцевый диорит. Топунова. 5. Гранодиорит. Зурнабад. Паффенгольц, 1932. 6. Кварцевый диорит. П. Чирвинский. 7. Габбро-диабаз. Дашкесан. Кременчуков, 1934. 8. Плагиоклазовый порфирит. 9. Гранодиорит. р. Кедабекчай. 1932.

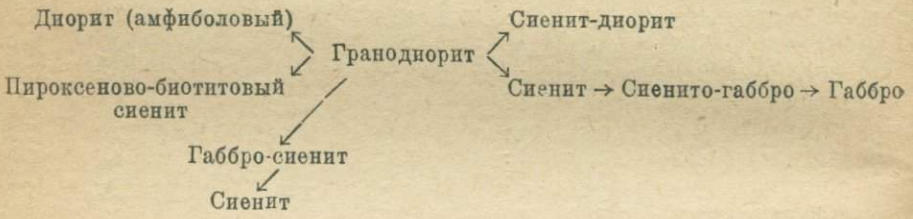
Иногда присутствует также моноклинный пироксен. В связи с увеличением содержания анортоклаза имеются переходы до сиенит-диоритов или бескварцевых монцонитов. Значительная интрузия сиенит-диоритов и сиенитов (монцонитов) имеется в районе с. Куляк, образуя один из хребтов. Они также содержат анортоклаз, с углом $2V = 54°$, с плагиоклазом № 40—63, обычно более 40% An, с примесью более или менее значительного количества цветных минералов: грязно-бледнозеленого амфибола и биотита; имеются переходы к следующей группе пород, именно к сиенито-габбро и габбро, отличающимся только значительно более основным характером плагиоклаза № 53—58 (лабрадор). Структура гипидиоморфная с довольно резко выраженной монцонитовой в отдельных участках.

Судя по характеру плагиоклаза, сиенит-габбро относятся к группе монцонитов. Состоят они из плагиоклаза (лабрадора), пироксена, анортоклаза, магнетита и вторичных минералов. Плагиоклаз в значительной степени эпидотизирован.

Структура пород — от среднезернистой до мелкозернистой, как например в габбро, величина зерен которого равна всего 1—2,5 *мм*.

Химический состав ее дан на стр. 270.

Эти породы особенно близко подходят к сиенит-габбро. Со всеми гранодиоритовыми породами данного района связано оруденение: медь, свинец, цинк, серебро. Все породы однотипные, связанные переходами между собой:



Все они характеризуются принадлежностью к группе гранодиоритов и монцонитов с переходами к группе габбро через сиенит-габбро (основной монцонит).

Характерно то, что здесь гранодиоритово-монцонитовые породы пересекают среднеэоценовую туфовую толщу; с другой стороны, они же прорывают лабрадоровые андезиты и, следовательно, обладают более юным возрастом. Возраст гранодиоритовых интрузий в этом районе, по Котляру (1930), послесреднеэоценовый и возможно олигоценовый.

Район отличается слабой степенью дислоцированности.

Характерные монцониты развиты также в районе оз. Севана по р. Занга (Гинзберг); здесь они также розоватые, с характерной, резко выраженной монцонитовой структурой; резко выделяются кристаллически ограниченные плагиоклазы, представленные лабрадором; крупные аллотриоморфные зерна ортоклаза выполняют промежутки между ними.

Иногда зерна лабрадора в большей или меньшей степени изогнуты. Среди мафических минералов преобладает зеленовато-желтая, иногда почти бесцветная, роговая обманка; местами сохраняются зерна авгита,

редко — зерна кварца. Иногда наблюдается увеличение содержания гранофировых зерен кварца.

Количественный минералогический состав этих монцонитов следующий (весовые проценты):

Анортоклаз	24,01
Лабрадор	58,64
Роговая обманка	10,73
Рудные минералы	6,62

Породы района р. Занги, в общем, сходны друг с другом; в монцонитах Дэли и Розенбуша присутствует меньше глинозема и больше магния; вообще же все закавказские монцониты (габбро-сиениты) совершенно ясно относятся к одной и той же магме, несмотря на значительные расстояния между ними; различия в них обусловлены неодинаковым относительным содержанием анортоклаза и колебаниями в составе плагиоклаза от андезина до лабрадора (№ 34—75).

Здесь же развиты также кварцевые монцониты, отличающиеся содержанием кварца с той же характерной монцонитовой структурой, причем плагиоклазы катаклазированы, иногда разломаны; главную роль играет роговая обманка того же характера, и, следовательно, и эта порода генетически связана с предыдущими породами.

По периферии монцонитового массива р. Занги выступают также и жильные разновидности той же монцонитовой магмы, в виде кварцевых монцонитовых порфиритов с мелкозернистой основной массой буровато-серого и темносерого цвета, с удлиненными микролитами полевого шпата и гранофировым кварцем, с примесью авгита, слегка плеохроичного, обычно называемого Гинзбергом «севанского» типа; присутствует также и анортоклаз. Вкрапленники образованы плагиоклазом — битовнитом № 70—77, т. е. более основным, чем плагиоклаз монцонитов того же района; эти вкрапленники часто окружены оболочкой из анортоклаза.

Судя по химическому составу, эти породы относятся к андезито-тефритам, занимают среднее положение, судя по формулам Левинсон-Лессинга, между андезито-тефритами и порфиритами. Сравнительно с кварцевыми монцонитами данные породы уклоняются в сторону вообще большей основности, как и породы самого массива.

Монцониты и близкие к ним породы образуют довольно крупный массив по левому берегу р. Мамана, к западу от Еленовки, расположенной на берегу р. Севан тотчас к западу от Фаруха; они прорывают порфиритово-туфогенную толщу, причем отдельные точки на поверхности массива достигают 2 336 *м* высоты.

В районе северо-восточного берега оз. Севан выступают также крупнозернистые сиенит-диориты; главную массу их образуют крупные аллотриоморфные зерна калиевого полевого шпата типа ортоклаза и крупные кристаллы резко идиоморфного плагиоклаза № 35 (андезина). По своему характеру порода приближается к монцонитам; мафические минералы — авгит, биотит.

Порядок выделений: авгит → плагиоклаз → биотит → калиевый полевой шпат.

Порода по химическому составу занимает промежуточное положение между сиенитами и гранодиоритами.

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	50,88	1,34	19,35	4,32	2,60	3,46	10,08	3,72	3,35
2	53,52	0,91	18,54	4,87	3,67	2,88	7,68	3,36	3,57
3	54,86	0,57	20,63	3,02	3,74	2,99	5,95	3,60	4,51
4	55,92	0,61	16,74	3,07	4,43	4,26	7,28	3,52	4,17
5	54,24	0,88	15,24	3,67	5,93	5,10	7,84	3,68	4,43
6	58,50	0,60	19,00	3,20	2,32	1,59	4,27	4,46	4,98
7	53,86	0,56	20,25	2,97	3,68	2,94	5,85	3,54	4,43
8	53,63	1,02	17,83	2,94	5,44	3,75	7,04	4,28	2,99

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,4	3,90	1,8	0,46 : 1	77,8	5,6	5,2	9,2	6,3
2	1,5	3,82	1,70	0,35 : 1	60,4	4,2	4,6	11,2	5,9
3	1,5	4,14	1,80	0,45 : 1	76,9	4,2	4,2	11,6	6,0
4	2,1	4,92	1,9	0,33 : 1	73,9	4,4	2,8	12,8	5,6
5	2,4	5,02	1,8	0,32 : 1	76,48	4,4	1,6	14,0	5,6
6	1,9	5,65	2,3	0,58 : 1	66,6	7,8	3,8	13,6	5,8
7	2,5	4,14	1,8	1 : 2,23	62,0	5,6	5,0	9,4	5,5
8	2,0	4,67	1,8	1 : 2,93	60,1	4,6	3,4	12,0	6,9

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	34,8	28,4	18,5	18,3	159	0,45	0,26	0,65
2	30,5	33,5	21,7	14,3	143	0,41	0,34	0,65
3	34,1	31,8	16,8	17,3	156	0,37	0,48	0,50
4	27,3	34,1	21,7	16,9	156	0,45	0,52	0,62
5	23,4	38,0	21,9	16,7	148	0,44	0,52	0,58
6	35,6	25,5	14,6	24,1	188	0,40	0,30	0,57
7	34,9	28,3	18,4	18,4	158	0,45	0,45	0,65
8	28,6	34,1	20,6	16,7	148	0,31	0,45	0,60

1. Сиенит-габбро (монцонит). Даралагез. Котляр, 1930. 2. Монцонит средний между монцонитами и диоритами с. Фарух, оз. Севан, р. Занга. Гинзберг, 1934. 3. Сиенит-диорит (монцонит) р. Арпачай. Гинзберг, 1929. 4. Монцонит, по Дэли. 5. Среднее 3 анализов, по Розенбушу. 6. Кварцево-монцонитовый порфирит, р. Занга. Гинзберг, 1934. 7. Сиенит-диорит северного побережья оз. Севан. Гинзберг, 1930. 8. Диоритовый порфирит. Там же.

В верхней части массива сиенит-диориты переходят в более мелкозернистую, более темноокрашенную породу, а затем в темноокрашенную эвпорфировую породу. Основная масса в последней мелкозерниста, состоит из плагиоклаза и авгита; вкрапленники представлены основным плагиоклазом — лабрадором; получается порода, которую следует отнести к диоритовым порфиритам; ее магматическая формула близка к андезито-базальтам.

Имеется ряд других выходов аналогичных пород, в частности кварцевого диорита, сопровождаемого кварцевым диорит-порфиритом в районе к северу от Агбухала в том же районе.

Сопоставление данных химических анализов, перечисленных по методу Ниггли (рис. 55), нанесенных на его диаграмму, указывает на тесную связь между породами гранодиоритовых неоинтрузий Закавказья, несмотря на значительные расстояния между ними, измеряемые сотнями километров (Зангезурский район — Севан — Аджаристан).

Так, сиенит-диориты северо-восточного склона берега Севана дают тождественные диаграммы коэфициентов, как и сиенит-габбро Дараалагезского района. Магнезиально-железистая генетическая линия проходит очень плавно, щелочная линия дает скачек только для полосатого габбро, отличающегося особенно повышенной щелочностью; довольно плавно идет линия глиноземистая и менее всего плавно — линия кальция.

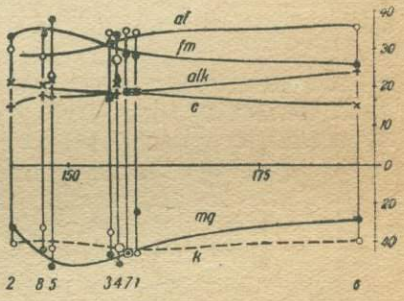


Рис. 55. Монцониты и порфириты Даралагеза и Севана (по Ниггли).

В то же время совершенно отчетливо выявляется то, что гранодиоритовые интрузии со всеми переходами одних пород в другие резко отличаются своим химическим составом, и их генетические линии проходят совершенно независимо от сиенито-монцонитовых вместе с их основными породами (габбро).

Диапазон дифференциации этих магматических пород, поскольку они изучены, характеризуется очень большой величиной: от гранитов Славянки через кислые гранодиориты, охарактеризованные Кремчуковым, и до более основных гранодиоритов Дашкесана, еще более основных Кедабека и до габбро-диабаза Дашкесана. Все они характеризуются сравнительно с сиенито-монцонитовыми породами значительно меньшей щелочностью; хотя одновременно следует отметить чрезвычайно большую близость роговообманкового монцонита Аджаристана к микрогранитовому кварцевому диориту и гранодиориту Дашкесана.

Могут быть две причины такого отсутствия полного сходства генетических линий: либо мы имеем две, совершенно различные магмы, распределенные по различным районам, либо же имеется одна магма, которая разделилась на две, шедшие каждая по своему пути, дифференциации. Следует обратить внимание на то, что гранодиорит Дашкесана отличается значительной щелочностью.

Во всяком случае характерно то, что магмы Закавказья монцонитового характера, судя по сопоставлению данных по различным рай-

онам, отличаются сравнительно меньшей металлоносностью, чем гранодиоритовые, менее богатые, в общем, щелочами, за исключением пород Даралагеза.

4. Эффузивы юрской туфогенной свиты

Эффузивы туфогенной толщи играют в Закавказьи крупную роль. Туфогенные образования представлены грубыми туфобрекчиями с порфиритами, в ряде случаев представляющими собой остатки размытых потоков; сама толща в нижних частях прорезана многочисленными диабазовыми порфиритами и кислыми жильными породами. Туфобрекчии ясно слоисты, часто с вулканическими бомбами в них. Выше они часто переходят в разноцветные туфы и затем в туфоосадочные породы значительной мощности. В верхних частях развиты вулканические брекчии, туфы, порфириты, кварцевые альбитофиры и другие туфовые и эффузивные породы.

В районе Дашкесана туфогенная свита вместе с их эффузивами представлена, по Паффенгольцу, следующими породами (снизу вверх).

1. Толща кварцевых порфиров неизвестной мощности.
2. Конгломерат с галькой кварцевого порфира.
3. Толща туфогенных пород, порфиритов и их туфов до 640 *м* мощности, среднеюрского возраста.
4. Верхнеюрские коралловые известняки;
5. Согласно залегающие порфиры, туфы и туфогенные породы.

Все эти породы пересекаются дайками плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, также кварцевых диоритовых порфиритов.

Эффузивы Алаверды и ближайшего района. По данным Морозова и Грушевого, проводивших исследование эффузивов района Алаверды, здесь имеются две группы пород: эффузивы, образующие пластовые дайки, интрузивные межпластовые залежи, потоки и покровы; им противополагается группа интрузивных пород, образующих дайки.

К первой группе относятся нижние эпидотизированные порфириты, которые Морозов частью называет диоритово-диабазовыми порфиритами и миндалекаменными порфиритами; они образуют потоки; далее к ним причисляются частью андезитовидные, частью диоритовые порфириты (Морозов), верхние авгитовые порфириты (андезитовидные, по Морозову), порфириты с кварцем и альбитофиры (кератофиры), дацитовые порфириты (Морозов), среди которых имеются как кварцевые, так и бескварцевые порфириты подножья Ляльвара и лабрадоровые порфириты. Состав порфиритов, преобладающих среди юрских туфогенных образований, черных, темносерых, серых, зеленоватосерых, крайне разнообразен, как и их структура. Исследования под микроскопом выявляют особенно большое разнообразие этих пород, образовавшихся в один и тот же период.

Среди них имеются преобладающие порфировые разновидности, реже встречаются разновидности афанитовые (афанитовые порфириты).

Вкрапленники в одних случаях принадлежат только плагиоклазу (плагиоклазовые порфириты), в других — плагиоклаз присутствует

одновременно с авгитом (авгитовые порфириты). Плагиоклаз андезин в некоторых разновидностях обладает составом лабрадора вплоть до битовнита (лабрадоровые и битовнитовые порфириты окрестностей Алаверды).

В зависимости от разнообразной структуры основной массы и степени свежести самой породы различают основную массу пилотакситовую, иногда флюидальную, благодаря присутствию многочисленных флюидально расположенных микролитов (лейст) плагиоклаза. В некоторых случаях порода обладает также и микродиабазовой, в более крупнозернистых разностях — диабазовой структурой (диабазовые порфириты).

Часть пород туфогенной толщи представлена альбитофирами, окрашенными в зеленовато-серые и иные цвета. Встречаются и кварцевые и бескварцевые альбитофиры. Последние играют сравнительно второстепенную роль.

Среди пород, образующих мощные покровы, присутствуют также кварцевые порфиры.

Вся туфогенная толща пересекается многочисленными дайками разнообразных главным образом основных пород, среди которых видную роль играют диабазы, обычно зеленовато-серого цвета. Структура пилотакситовая (войлок из мелких лейст плагиоклаза со стеклом), микродиабазовая, диабазовая, офитовая или пойкилоофитовая; в последнем случае она довольно крупнозерниста. Плагиоклаз основной массы обычно № 50, если он присутствует в двух генерациях (диабазовые порфириты) — от № 30—32 до № 60.

Породы этого типа интересны в том отношении, что они очень сходны с аналогичными породами перевала Рошка и Чаохи в Центральном Кавказе, по данным Левинсона-Лессинга (1898), где также развиты многочисленные структурные разности: от зернистых и офитовых диабазов до микролитовых авгитовых порфиритов.

Микролитовые порфириты характеризуются тем, что они приближаются в одних случаях к трахи-андезитовому, в других — к трахидацитовому типу и играют второстепенную роль в Алавердском районе. Они обычно плотные и мелкозернистые, с многочисленными миндалинами, выполненными кальцитом, хлоритом, вытянутыми по простиранию дайки, с микролитовой основной массой. Плагиоклаз редких вкрапленников обычно № 36—37.

Эти породы отличаются высоким содержанием TiO_2 (много ильменита); судя по анализу, они близки то к трахитам, то к дацитам. Частично они вторично окварцованы.

Более кислыми являются жильные афанитовые порфириты, с сероватой или голубоватой окраской. Вкрапленников нет, породы состоят из тонкозернистой основной массы.

Во всех перечисленных породах изменены как полевые шпаты, так и мафические минералы. Последние в значительной своей части заменены хлоритом, цоизитом, эпидотом, кальцитом, также серицитом; породы нередко в значительной степени вторично окварцованы. Поэтому и химические анализы их дают лишь примерное представление о первичном составе самой породы. Точно так же и перечисленные формулы дают превратное представление о составе породы, так как после пересчета содержание окиси кальция и натрия оказывается в породе слишком малым.

Эти кислые афанитово-порфиритовые дайки генетически связаны с кварцевыми альбитофирами, представляя собой более сильно дифференцированную их фацию. С теми же породами связаны баритовые и баритово-кальцитовые жилы; последние никогда не бывают связаны с дайками другого состава.

Туфогенную толщу пересекают также дайки, образованные черными базальтами; из них пикритовые базальты, почти полно кристаллические, состоят из округлых зерен оливина, крупных аллотриоморфных зерен моноклинного пироксена и небольшого количества плагиоклаза № 65—70. Крупные включения сульфидов представлены пирротином и халькопиритом; судя по химическому анализу, они принадлежат к ультраосновным разностям магматических пород, особенно богатым окисью магния (Морозов), и близки к пикри-

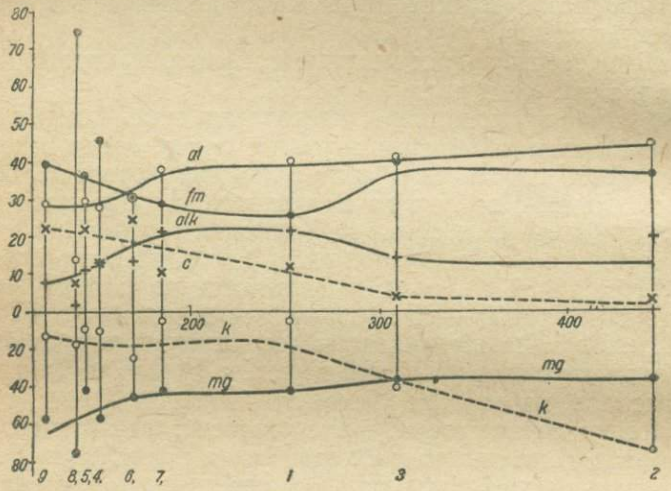


Рис. 56. Магматические породы Алаверды (по Ниггли) *1—8.*

товым базальтам Нассау в Германии, хотя отличаются от них присутствием плагиоклаза с большим содержанием глинозема.

Несколько своеобразный характер носит другой тип базальта района Алаверды, именно энстатитовый базальт, почти черный, с вкрапленниками темного плагиоклаза. Основная масса микродолеритовая, состоит из лейст плагиоклаза и кристалликов авгита; плагиоклаз вкрапленников очень основной от № 80 до № 97.

Кварцевые порфиры, развитые в районе Дашкесана, в основании стратиграфического разреза (стр. 54), отличаются красновато-серым цветом; основная масса их тонкозернистая; кварц образует крупные пирамидальные вкрапленники, часто больше 1 *см* в поперечнике; плагиоклаз представлен альбитом. В районе Чирагидзора, далее на восток, они развиты значительно больше и вмещают в себе сульфидные руды. Развитые в районе Дашкесана порфириты образуют подводные излияния, но в неглубоком бассейне; один из потоков их достигает 470 *м* мощности, причем этот поток в средней своей части в значительной степени раскристаллизован и переходит в диоритовый порфирит.

Излияний в районе Дашкесана имеется не менее пяти в среднеюрской толще и не менее четырех в верхнеюрской (нижнемеловой); мощность последних меньше, чем более древних. Неясно, были ли это трещинные излияния или же отдельные вулканы.

Таблица 50

Химический состав эффузивов юрского возраста

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	62,46	1,12	17,73	0,86	3,48	0,28	1,91	2,87	5,16	0,69
1а	64,69	1,16	18,36	0,89	3,60	0,29	1,98	2,97	5,35	0,71
2	61,12	0,98	13,57	2,51	2,99	0,42	5,71	1,85	1,68	1,76
2а	69,76	1,12	15,49	2,86	3,41	0,42	2,11	0,90	1,92	2,01
3	66,99	0,38	11,68	1,18	2,94	0,32	1,36	5,43	0,52	2,51
4	75,80	0,43	13,20	1,34	3,33	0,36	1,54	0,57	0,59	2,84
5	53,32	0,87	18,59	7,17	2,68	0,16	3,92	7,44	3,93	0,60
6	57,06	0,88	17,49	4,18	3,24	—	3,02	7,57	3,56	2,24
7	55,64	0,34	19,36	6,06	0,68	—	2,72	5,97	6,20	0,70
8	41,56	0,37	13,58	4,31	9,29	0,16	20,98	4,13	1,17	0,34
9	50,27	0,84	20,81	1,16	6,75	—	6,02	8,97	3,27	0,78
10	68,79	0,24	16,07	2,90	0,22	—	0,59	1,69	5,30	2,62

1. Микролитовый порфирит. Алаверды, Грушевой, 1930. 2. То же, там же. 3. Афанитовый порфирит, близкий к кварцевым порфиритам Алаверды. Там же. 4. Диоритовый диабазовый порфирит Алаверды. Морозов, 1914. 5. Диоритовый порфирит. 6. Лабрадоровый порфирит. Гора Ляльвар, Алаверды. 7. Андезитовидный кварцевый порфирит, Алаверды. Там же. 8. Полевошпатовый пикрит (пикритовый базальт), Алаверды. Там же. 9. Долеритовый базальт. Там же. 10. Дацитовый порфирит.

Туфогенная толща и порфириты, кварцевые порфиры и другие породы, внедренные в эту толщу или пересекающие ее, примерно, мезозойского возраста; они не дают сколько-нибудь крупных скоплений и не являются теми породами, которые обусловливают металлогенез; они лишь в некоторых случаях несут с собой растворы, из которых выпадают барит и кальцит, образуя местами кальцито-баритовые или баритовые жилы.

5. Новейшие эффузии

Новейшие эффузии, происходившие на территории Закавказья играют здесь огромную роль; породы, выливавшиеся в течение третичного и послетретичного времени, залили огромные пространства, скрыв области развития более древних пород, в том числе гранодиоритово-сиенито-монцонитовой группы; последние в сущности почти повсеместно сопровождаются металлогенезом, иногда довольно крупным.

Эти новейшие породы особенно детально начали изучаться в последние 10 лет в связи с крупными экспедициями Академии наук в районе оз. Севана с целью гидрогеологических изысканий и обоснования этих изысканий данными по вулканическим породам, которые

покрывают здесь огромные пространства. При этом детально изучалась также и петрография этих пород, выявлялся их химизм, в связи с различием гидрогеологических особенностей этих пород.

Кроме того, проведены были большие работы по изучению горных пород крупнейшего в Закавказье угасшего вулкана Алагеза, где работы Академии наук в лице главным образом П. И. Лебедева были пополнены также петрографическими исследованиями Института прикладной минералогии.

Кроме того, изучались вулканические породы и ряд других мест, хотя и далеко не так, как это сделано было для области оз. Севан и района вулкана Алагез с его туфовыми лавами, имеющими огромное строительное значение.

Среди вулканических пород Закавказья наиболее крупную роль играют: андезиты, дациты, андезито-базальты, частью базальты; одновременно в ряде мест, частью совместно с этими тремя главными типами новейших пород Закавказья, присутствует также и ряд других.

Высокое Ахалкалакское вулканическое плато, подымающееся в ряде мест на высоту свыше 2 800 *м*, в центральной своей части — свыше 3 000 *м*, с наиболее высокой точкой на горе Самсар — 3 285 *м*, характеризуется почти сплошным развитием вулканических пород в виде кислых, средних и основных лав, местами также и вулканических туфов этих же лав; лишь иногда встречаются участки из осадочных отложений, не вполне прикрытые эффузивами.

Мефферт устанавливает следующую последовательность излияний лав различного состава в течение главным образом послетретичного времени:

1. Ряд вулканических основных пород вылился в крупных массах во время среднемиоценового орогенеза.

2. В районе Ахалкалакского плато, вблизи него, вулканические процессы происходили периодически, начиная с нижнетретичного времени.

Совершенно ясно выраженная вулканическая фация излияний эффузивов в виде андезитов охватывает весь средний эоцен. Андезиты обладают значительно разнообразным составом и сопровождаются крупными накоплениями рыхлых продуктов извержения. Эти андезиты залегают в виде пластовых залежей и иных форм залегания среди дислоцированной толщи рыхлых вулканических продуктов и сами дислоцированы; эти рыхлые продукты тождественны в отношении их минералогического состава с самими андезитами, следовательно, и сами андезиты обладают эоценовым возрастом; они образовывали покровные массы, прикрывавшиеся рыхлыми вулканическими продуктами.

3. Следующая вулканическая фаза была приурочена ко времени постпалеогеновой дислокации и проявилась исключительно в виде интрузии основных пород, по большей части пластовых диабазов, порфиритов, габбро и тешенитов. Период этих интрузий продолжался от миоцена до плиоцена.

Вероятно, в миоценовое время происходили интрузии частью в виде даек темноцветных базальтов; эти извержения были связаны с тектоническими процессами.

К этим именно излияниям принадлежит также и южная вулканическая группа — Самсар-Абульская с вулканами Самсар (3 285 *м*) и Абул (3 301 *м*) и расположенным к востоку от них лавами оз. Топараван (2 080 *м*).

Эффузии андезитов сопровождались образованием многочисленных лавовых потоков, в том числе и потока, достигающего Боржома.

Эта последовательность вулканических процессов представлена Меффертом также в следующем виде (рис. 57):

1. Ранние эффузии базальтов долеритового характера, покровы которых образовали Ахалкалакское плато. Эти вулканические излияния были по всей вероятности трещинного характера; признаки трещин скрыты под новейшими излияниями.

2. Эффузии андезитовых лав различного состава изливались главным образом, по северным краям Ахалкалакского плато, где они образовали частью очень мощные покровы. Из андезитов со-

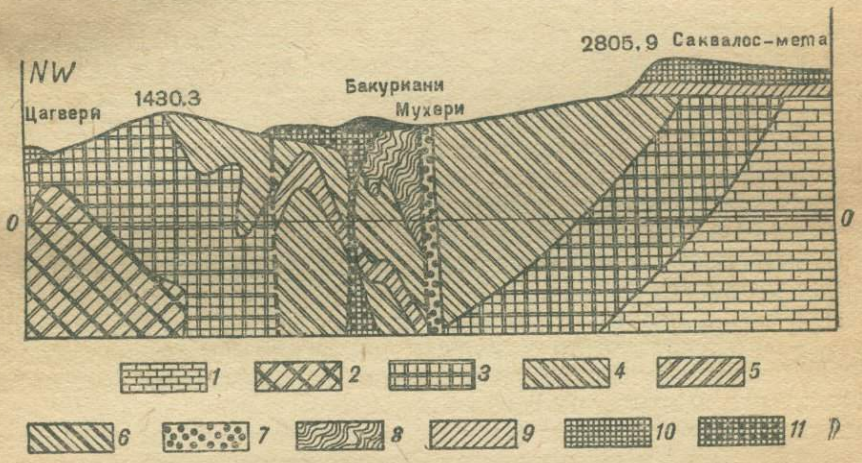


Рис. 57. Петрография и геология окрестностей Бакуриани.

1—верхний мел; *2*—свита боржомского флиша (палеоцен); *3*—туфовая свита (палеоцен); *4*—серия туфобрекчий (средний эоцен); *5*—свита слоистых туфов (средний эоцен); *6*—верхний эоцен; *7*—олигоцен; *8*—диабазы; *9*- базальты; *10*—андезитовые лавы, Саквелос-тац (вулкан Тавкотели); *11*—андезитовые лавы плато (по Б. Ф. Мефферту, 1933).

стоят наиболее высокие места, превышающие 2 500 *м*, вдоль южно-триалетского хребта к югу от Боржома и Бакуриани. Андезитовые лавы тесно связаны с образованием трещин и представляют собой крупные излияния трещинного характера. Из них образована, между прочим, гора Тавколети конической формы, к юго-востоку от Боржома; среди них расположено к юго-западу от последнего оз. Табисхурское на высоте 1 987,3 *м*.

3. Последними эффузиями были эффузии кварцевых трахитов и липаритовых лав, с образованием конусов таких вулканов, как Тавколети и рядом с ним Шавнабад (2 928,8 *м*) и Бабер-Даг (2 515,5 *м*).

Основные интрузии представлены рядом пород то равномерно-зернистых (диабазов), то плотных (диабазовые афаниты), то с порфировой структурой (диабазовые порфириты).

Все они характеризуются тем, что главными составными частями их являются плагиоклаз № 25—35 и авгит; в них иногда довольно много биотита, также примешан кварц и ильменит.

В некоторых диабазовых порфиритах (гора Папис-Сери) широкие и крупные таблицы плагиоклаза обладают составом № 50—65. С. В. Обручев (1923) отмечает присутствие в этом порфирите эгирин-авгита.

Андезиты окр. Боржома, изученные Обручевым, темносерые до черного цвета. Основная масса их состоит из бесцветного стекла и преобладающих микролитов плагиоклаза; структура трахитовая. Странным образом плагиоклаз вкрапленников, по Обручеву, более кислый (№ 48), чем в основной массе (№ 60—70). Часть вкрапленников принадлежит авгиту.

Детальную характеристику минералогического и химического состава вулканических пород массива Цхра-Цхаро, расположенного к юго-востоку от Боржома, дал в своей работе Н. Н. Смирнов (1919).

Здесь наибольшим распространением пользуются крупнозернистые пироксеновые андезиты, образующие потоки огромных размеров. Они темнокоричневые, с обильными порами, богаты стеклом, близким по составу к пехштейну, судя по большому содержанию в нем воды, и сходны с пехштейновыми андезитами Абас-Тумана. Как видно из данных химических анализов, состав этих андезитов приближается к составу производных андезито-трахитовой магмы и отличается большим содержанием CaO.

Вкрапленники в них — лабрадор, авгит, реже диопсид, еще реже оливин и биотит.

Для этих андезитов характерно то, что они подвергаются цеолитизации; миндалины часто заполнены гейландитом и анальцимом, полевые шпаты постепенно разрушаются и заменяются цеолитами, гейландитом и анальцимом.

Аналогичные андезиты (авгитовые) выступают также на Алагезе, в горах Бамбак и в других частях Закавказья.

Пироксеновые андезиты сопровождаются туфами, переслаивающимися с типичными олигоценовыми породами.

Базальты значительно уступают андезитам. Минералогический состав их аналогичен составу андезитов, но с тем отличием прежде всего, что видную роль в них играет оливин. В ряде разновидностей базальтов структура также порфировая. От андезитов отличается также полным отсутствием цеолитов.

Базальты более юные, чем андезиты, так как они их покрывают. Они, судя по своему составу, не являются чистыми базальтами, но представляют собой переходные типы и соответствуют производным андезито-базальтовой магмы.

Очень большим содержанием стекла отличаются микролитовые авгитовые андезиты; малое содержание воды сближает их с обсидиановыми породами; сопровождаются обильными туфами. Судя по своему петрографическому составу, микролитовые андезиты давали лавы, извержение которых обусловливало взрывы, аналогичные вулканической деятельности Вулкано. Такие же лавы имеются в районе Абас-Тумана и Боржома, сходны с ними также некоторые лавы Эльбруса и Казбека.

Для лав Цхра-Цхаро характерно то, что они принадлежат к средним андезитовым, андезито-дацитовым и андезито-базальтовым магмам, типичным для многих других областей Кавказа и Закавказья, и очень сходны с породами Анд.

Таблица 51

Химический состав лав Цхра-Цхаро.

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	50,29	23,48	2,50	2,92	2,53	7,28	4,05	2,21	4,97
2	53,15	24,34	0,43	3,57	3,89	8,22	2,75	1,36	1,64
3	49,27	18,87	5,10	3,53	6,57	9,05	2,84	2,59	2,49
4	62,26	19,14	3,91	2,30	5,28	2,95	1,76	0,13	—

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,3	3,4	1,6	1 : 2,52	59,17	4,9	6,6	8,5	7,3
2	2,6	4,6	1,6	1 : 7,8	60,01	2,9	7,1	10,0	7,6
3	2,0	3,77	1,6	1 : 6,2	54,38	2,9	4,5	12,6	6,3
4	1,4	5,56	2,5	1 : 3	69,75	4,5	5,8	9,7	7,2

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	40,2	23,4	21,0	15,4	146	0,27	0,46	0,90
2	40,6	25,9	23,6	9,9	150	0,24	0,63	0,91
3	27,0	40,4	21,9	10,7	120	0,37	0,59	0,54
4	41,5	24,6	19,1	14,8	220	0,28	0,51	0,77

1. Андезит с крупными вкрапленниками, Имеретинские горы. Порода, близкая андезитам, судя по формуле Левинсона-Лессинга, промежуточная между трахитами и диоритами. Близка к пехштейновому андезиту Абас-Тумана, по Абиху. 2. Базальт перевала Цхра-Цхаро; порода промежуточная между диоритами и трахитами. Близка к лаве из парка Минеральных Вод в Боржоме. 3. Диабаз из Кохты близок к диабазам и мончикитам II типа Левинсона-Лессинга, также к мелкозернистому метадиориту Ассы (Левинсон-Лессинг, 1898) и офитовому метадиориту там же, также к слюдяному диориту Енисейского кряжа (Мейстер). Характеризуется, как слюдяной диабаз. 4. Микролитовый андезит Бакуриани. По формуле соответствует андезито-дацитам Левинсон-Лессинга. Близок к лавам Блоты и Чхери.

Аналогичный состав имеют лавы Воронцовского парка в Боржоме, лавы Либанского источника, там же, лава вершины Цхра-Цхаро. Микрокристаллической андезитовой лаве Чегет Джора и андезито-дациту Казбека аналогичен андезит Блота.

Эффузивы Алагеза. Один из хорошо изученных районов Закавказья в отношении петрографии эффузивов — часть района вулкана Алагеза; опубликована специальная монография П. И. Лебедева (1932),

охватывающая ряд вопросов петрологии этого крупнейшего вулкана Армянского нагорья (рис. 59).

Конический вулкан Алагез характеризуется присутствием на его вершине громадного кратера, окруженного четырьмя вершинами значительной высоты (северная вершина — 4 096 *м*, западная, обращенная к Ленинакану, — 4 018 *м*, юго-западная — 3 916 *м* и наиболее низкая, восточная, — 3 879 *м*); эти вершины обрываются крутыми стенами высотой 250—300 *м* к кратеру. Из этого кратера изливались в течение третичного и послетретичного времени многочисленные мощные потоки лав, состав которых подвергался многократным изменениям; среди лав имеются как, наиболее основные, базальтовые, так и кислые — дацитовые; имеются признаки излияний также и липаритовых лав. Излияния происходили и из трещин на склонах вулкана.

На склонах вулкана имеются многочисленные эксплозионные образования, характерные для моментов наибольшей активности Алагеза. Характерно то, что наиболее ранние извержения Алагеза были подводные, и лишь позже, в силу изостатических движений земной коры в районе вулкана, начались наземные излияния лав.

Лавы в течение вулканической деятельности Алагеза постепенно в ряде случаев изменялись. Под влиянием позднейших излияний и протопневматолитических процессов образовались новые породы, в которые дифундировали щелочи, в одних случаях, и образовались пузыристые туфовые лавы — в других.

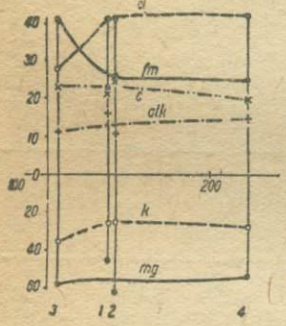


Рис. 58. Вариационная диаграмма лав Цхра-Цхаро (по Ниггли). *1—4.*

Крайне характерна для Алагеза пемза, месторождения которой приурочены главным образом к южному и западному склонам Алагеза. В ряде мест имеются накопления туфов.

Главные типы лав Алагеза представлены базальтами, андезитами и дацитами, имеется ряд переходных типов — адезито-базальты, андезито-дациты и близкие к этим лавам типы, в виде щелочных дацитов.

Базальты являются представителями наиболее основной магмы, стекавшей по поверхности Алагеза. Присутствуют они на северо-западном склоне; излились в более позднее время, чем другие лавы, в несколько приемов. Отдельные потоки отличаются не вполне одинаковым содержанием главных породообразующих минералов — плагиоклаза, оливина, моноклинического пироксена и магнетита.

Структура их: то микролитовая, то близка к микрофитовой, иногда приближается к трахитовой; в последнем случае наблюдается резко выраженная флюидальность плагиоклазовых микролитов.

Микролиты образуют частью широкие таблички, частью вытянутые в длину лейсты.

Наблюдается непостоянство также и плотности пород: в нижних потоках породы плотные, выше лежащие потоки сильно пористые, наконец, верхние потоки отличаются крупной, но редкой пористостью.

Микролиты плагиоклаза имеют состав, близкий к лабрадор-андезину, в то время, как вкрапленники отличаются более основным характером и представлены рядом лабрадор-битовнит.

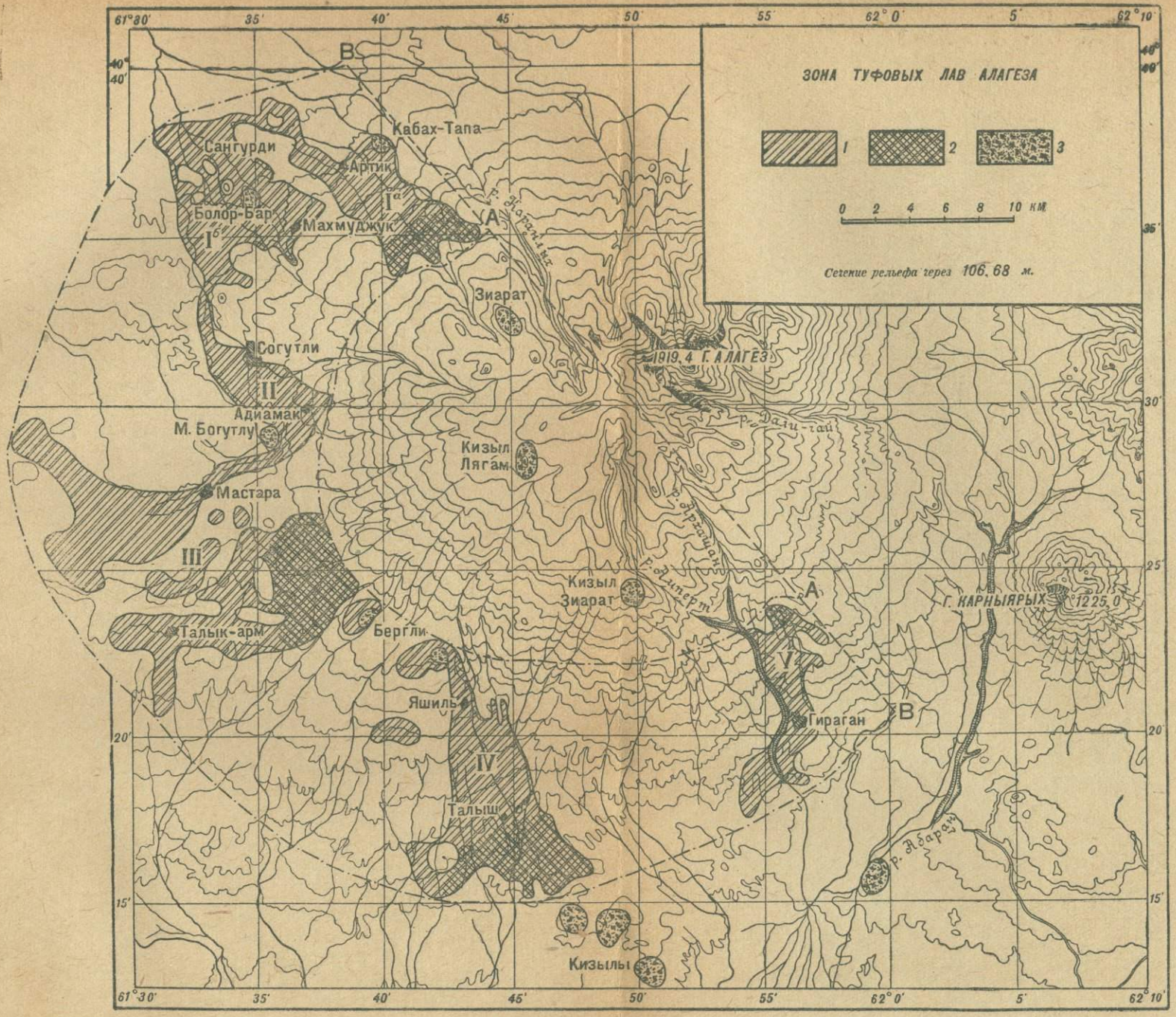


Рис. 59. Вулкан Алагез.

1—туовые лавы; *2*—переходные породы; *3*—шлаковые конусы. *A*—*A'*—верхняя граница; *B*—*B'*—нижняя граница. Районы туфовых лав; *Iа*—Артикский; *Iб*—Сонгури-Махмуджукский; *II*—Адиамано-Сегутлинский; *III*=Талынь-Масторинский; *IV*—Яшиле-Талышский; *V*—Ицаклино-цираганский.

Зак. 1010. Петрографические провинции СССР.

Пироксен светлозеленоватый, без продуктов изменения его, с углом угасания очень непостоянным, от 31 до 43°; $2V = +50—60°$. Ромбический пироксен встречается редко.

Оливин нередко в значительной степени разрушен и переходит в иддингсит оранжево-желтого цвета; $2V = -86°$, что говорит в пользу присутствия здесь оливина с 26% Fe_2SiO_4; иногда присутствуют довольно многочисленные кристаллики апатита. С другой стороны, имеются также и периферические базальты, наиболее древние, встреченные на расстоянии около 45 *км* от кратера, явно обладавшие при излиянии чрезвычайно жидким состоянием. Они обычно плотные, поверхностные части их пористые.

Вкрапленники в этих также полнокристаллических породах образованы лабрадором, моноклиническим пироксеном и оливином; пористые базальты отличаются большим количеством вкрапленников пироксена, чем плотные базальты. Основная масса трахитовая, в пористых — более тонкозернистая. Для пористых базальтов характерны также отсутствие среди вкрапленников оливина и оплавленность крупных кристаллов пироксена, в частности авгита.

К той же стадии вулканической деятельности Алагеза относятся также и базальты, описанные Гинзбергом в районе Ленинакана и Калагеранского ущелья между Ленинаканом и Тифлисом.

Андезито-базальты, одни из наиболее распространенных лав Алагеза, представлены рядом разновидностей, обусловленных как колебаниями химического состава, так и не вполне одинаковыми физико-химическими условиями их застывания.

В извержении Алагеза наблюдается три отдельных цикла; к каждому из этих вулканических циклов приурочены также и излияния андезито-базальтов.

Обширные потоки оливиновых андезито-базальтов на западном склоне Алагеза являются результатом трещинных излияний, отличаются темной окраской, характерной вообще для андезитов поверхностных эффузий Алагеза. Интересно, что некоторые потоки, образованные андезитами, в частности так называемый Ампертский, достигают мощности до 40 *м* и протяженности до 20 *км*.

В черной пузыристой лаве нижних горизонтов каньона р. Амперт на западном склоне Алагеза плагиоклаз вкрапленников длиннопризматический; число таких вкрапленников огромно. Основная масса мелкозернистая, андезитового характера; присутствует черно-бурое, иногда черное железистое стекло с микролитами плагиоклаза. Из других минералов присутствует авгит. Эти лавы относятся к одному из наиболее ранних периодов вулканической деятельности Алагеза.

Долеритовые андезито-базальты, частью образующие особенно мощные потоки, лишены вкрапленников плагиоклаза; фенокристаллы образованы крупными идиоморфными зернами пироксена, близкого к диопсиду. В основной массе пироксен и плагиоклаз (лабрадор) присутствуют почти в одинаковом количестве.

Тождественные долеритовые андезито-базальты встречены были также в верхней части вулкана, в связи с трещинным излиянием их.

Несколько иной характер носят темные оливиновые андезито-базальты, развитые на южном и западном склонах, отличающиеся присутствием более или менее значительного количества фенокристаллов оливина. Количество вкрапленников достигает

26,5%, из них приходится на долю пироксена 17,5%, плагиоклаза 3,5% и оливина 5,5%. Основная масса занимает около 68,3% и норы — 5,8%.

Вкрапленники и тут принадлежат частью оливину и лабрадору № 66—65. Пироксен также почти исключительно моноклинический. В основной массе плагиоклаз — андезин. Структура основной магмы типичная андезитовая, с мелкими, частью как бы игольчатыми микролитами плагиоклаза.

Четвертый тип андезито-базальтовых лав — андезито-базальты правого берега р. Амперта характеризуется очень малым количеством вкрапленников плагиоклаза (10—15%) и пироксена (5%) (моноклинического, реже ромбического). Лавы эти — одни из самых юных. Они обычно черные, ноздреватые.

Для всех этих типов андезито-базальтов, выливавшихся в различные периоды вулканической жизни Алагеза, характерно то, что при излиянии в каждом отдельном цикле они обнаруживали только слабые колебания состава; при переходе от одного цикла к другому изменения были незначительны.

Характерно то, что состав андезито-базальтов довольно точно отвечает смеси андезита и базальта в отношении 1 : 1; это постоянство состава побуждает выделить их в особую группу. Эти лавы довольно близки к отдельным лавам Центрального Кавказа — к лавам Сакохе, Калис-Цхеви и млетским лавам.

Близки к алагезским андезито-базальтам чиминиты — трахиандезитовые лавы в горах Чимини в Италии. Состав последних несколько иной: вкрапленники состоят из лабрадора, отороченного ортоклазом, авгита и оливина, с трахитовой основной массой. Левинсон-Лессинг сближает их с трахибазальтами или трахидолеритами. Чиминиты, как и трахидолериты, отличаются большим содержанием калия и магния.

Пересчет состава алагезских андезито-базальтов и аналогичных лав Италии на минералогический состав дает следующие результаты (в %):

	Средний андезит-базальт Алагеза	Чиминит	Вульцинит
Ортоклаз . .	13,97	39,4	44,3
Альбит . . .	27,51	15,2	27,0
Анортит . .	25,02	22,8	14,1
Оливин . .	—	10,2	—
Диопсид . .	20,75	8,7	3,2
Магнетит .	4,48	3,0	—
Биотит . . .	—	—	4,8
Второстепенные минералы	8,26	0,7	6,6

Третья группа лав Алагеза — андезиты. Они играли особенно большую роль в формировании вулкана в последние стадии его деятельности. Их химический, как и минералогический, состав очень постоянный — представляют для Алагеза довольно однообразный магматический тип.

В зависимости от условий кристаллизации, то более, то менее благоприятных, они давали начало то темноокрашенным, частью стекло-

ватым лавам нижних горизонтов, то более светлоокрашенным в серый цвет андезитам верхних частей потоков.

В связи с особенно большой скоростью кристаллизации на южном склоне андезиты дали начало черным плотным лавам с черной основной массой.

Эти последние породы отличаются довольно большим содержанием вкрапленников — до 50%; вкрапленники состоят главным образом из плагиоклаза № 55; они то длиннопризматические, то широкотаблитчатые; другая часть вкрапленников образована светлозеленым пироксеном, образующим кристаллы до 2 *мм* в поперечнике; пироксен почти исключительно моноклинический; оливин почти полностью отсутствует.

Особый тип андезитов кристобалитовых отличается порфировой структурой при андезитовой основной массе; в состав основной массы, кроме микролитов плагиоклаза и бесцветного стекла, входят также кристобалитовые образования, часто радиально-лучистого строения; кристобалит часто как бы заменяет базис и склеивает микролиты плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза, авгита и ромбического пироксена образуют примерно 22% всей породы.

Крупные вкрапленники часто скелетные и пропитаны внедряющейся стекловатой основной массой. Все плагиоклазы имеют состав № 32—44 (андезин).

Андезитовая группа распадается на три подгруппы: андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты; все эти породы химически тесно связаны в районе Алагеза друг с другом и, вне сомнения, образуют одну генетическую группу. Им соответствуют среди глубинных пород сиенито-диориты и габбро-диориты.

Андезитовые лавы относятся к наиболее молодым лавам. Появились они в вулканическом очаге Алагеза в результате продолжительного процесса магматической диференциации магматического бассейна в течение всех вулканических циклов, охвативших довольно большой промежуток времени.

Андезиты образуют ряд крупных потоков, получившихся в результате мощных излияний; появляясь на поверхности земли в разное время, они давали частично различные типы лав. Таковы мощные потоки северного склона массива с андезитами хаджихадтальского типа, одни из которых в свою очередь черные, другие серые; потоки черного андезита на юго-восточном склоне, перекрывающие, согласно наблюдениям Личкова, наиболее молодую из террас этого склона, и, наконец, периферические излияния андезитовых лав, связанные с вулканическим очагом в районе небольшого второстепенного вулканчика из группы Кизылов.

Алагезские андезиты в химическом отношении близко стоят к грозненским андезитам, описанным Герасимовым (1920, ИГК) и относимым им к иному типу андезитов, именно: к витрофировому гиперстен-амфиболовому андезиту.

В районе о. Милоса, Греческого архипелага, присутствуют аналогичные лавы, относимые к лавам диоритовой магмы; вылились они в третью фазу вулканической деятельности, сменяясь еще более юными базальтами.

Андезито-дациты, изливавшиеся в несколько приемов в течение всех трех циклов извержений, отмечаемых Лебедевым, довольно разно-

образны. Разнообразие обусловлено относительными количествами главной массы вкрапленников в основной массе из кристаллических составных частей и буроватого железистого стекла. Получаются частью темносерые, почти черные разновидности, образующие иногда крупные потоки на правом берегу р. Архашана, темносерые на восточном склоне и, наконец, наиболее полно окристаллизованные светлосерые андезито-дациты вершинного района.

Черные андезиты обладают интерсертальной основной массой с мелкими толстопризматическими микролитами плагиоклаза и небольшим количеством бурого стекла. Заметно сильное воздействие основной массы на вкрапленники плагиоклаза, в значительной степени растворенные; принадлежат они андезину, моноклинному, редко ромбическому пироксену; биотит образует отдельные крупные, сильно оплавленные кристаллы. Для этих лав характерно пятнистое распределение вкрапленников то плагиоклаза, то пироксена.

В образовании северо-восточного склона принимали участие, в последней фазе вулканической деятельности Алагеза, темносерые андезито-дациты, образовавшие покровные потоки. Это породы крупнопорфировые, с гиалопилитовым (андезитовым) строением основной массы. Вкрапленники — андезин до олигоклаза, пироксен почти исключительно ромбический, значительно реже моноклинный; довольно много магнетита, генетически тесно связанного с пироксеном.

В районе предвершинной зоны развиты светлосерые андезито-дациты, образующие отдельные вершины в районе южного склона; микроскопически они плотные, светлосерые, без видимого присутствия вкрапленников, с основной массой, полностью раскристаллованной. Вкрапленники состоят из плагиоклаза № 22—40, по краям переполненного включениями стекла, моноклинного и ромбического пироксена; иногда примешан биотит. Трахитовая основная масса состоит из равномерных по величине кристаллов плагиоклаза и пироксена. Состав этих андезитов в значительной степени постоянный. Средняя стадия деятельности Алагеза характеризуется излияниями серых вершинных андезито-дацитов, с многочисленными белыми вкрапленниками плагиоклаза (№ 43—45), переполненного стекловатыми включениями с совершенно прозрачной оторочкой, и моноклинического пироксена. Вкрапленников плагиоклаза 25—30%, пироксена 5—7%.

Характерно широкое распространение андезито-дацитов не только среди лав Алагеза, но также и среди лав Главного хребта. Для Алагеза характерно то, что андезито-дациты играют крупную роль в образовании Алагеза; значительная часть лав, как срединной, так и вершинной части его, состоит из андезито-дацитов.

Такие же андезито-дациты развиты в районе Казбека, где им дают более общее название андезитов, а также среди лав Балкарии (Чегет-Джор, Залесский).

Довольно близки к ним также вульзиниты Италии, содержащие 5—9% K_2O, что отличает их от андезито-дацитов Алагеза так же, как и несколько иной минералогический состав и постоянное присутствие калинатрового полевого шпата (ортоклаза до 50%).

Среди дацитов различается два типа: один — ампертский тип, в котором отношение $R_2O : RO = 1 : 1$, и дацитовые лавы вершинного пояса с тем же отношением, равным 1 : 1,5.

Дацитовые лавы в количественном отношении наряду с андезито-базальтами занимают первое место среди лав Алагеза.

В Ампертской дацитовой лаве вкрапленники плагиоклаза (андезина) присутствуют в количестве до 35—40%, пироксена (ромбического и моноклинного) до 7—10%. Постоянной составной частью этих дацитов является кристобалит; основная масса микротрахитовая.

Дациты вершинной зоны несколько приближаются к пантеллеритодацитам; они светлосерые, порфировые, с микролитовой основной массой, с вкрапленниками плагиоклаза (40%), пироксена (5—7%), среди которых преобладает моноклинический. Часть этих дацитов отличается сильно стекловатой основной массой; имеются также и эвтакситовые черно-красные, полосатые дациты со структурой туфовых лав, с порами в количестве до 20%. Одновременно с последними в вершинной зоне встречаются также и черные пехштейновидные дациты, переполненные вкрапленниками плагиоклаза, обладающего составом лабрадора.

Согласно Лебедеву, дациты Алагеза очень сходны в отношении своего состава с такими же породами о. Милоса. От нормального состава дацитов они отличаются более щелочным характером в связи с повышенным содержанием K_2O; последнее сближает их с кислыми трахитами.

Особняком стоят щелочные дациты, представленные черными смоляно-каменными порфирами и черными щелочными дацитами; первые — одни из наиболее юных лав: они плотные, хрупкие, с незначительным количеством (8—10%) вкрапленников, главным образом плагиоклаза № 50, составляющего до 85% всей массы вкрапленников; остальные 15% приходятся на пироксен.

Местами развиты также черные и светлосерые щелочные дациты, частью с кристобалитом, с различной степенью кристаллизации основной массы, с вкрапленниками из плагиоклаза № 23—40 и пироксена как моноклинного, так и ромбического.

Большую роль в составе Алагеза играют также разнообразные туфы и своеобразные туфовые лавы.

Среди этих образований Лебедев различает следующие типы:

Туфы . . . { Черные (темносерые) / Красные / Желтые } постепенные переходы

Туфовые лавы . . . { Пламенный тип (черно-красные) / Фиолетово-пепельные, артикского типа }

Последний тип туфовых лав связан постепенными переходами с нормальной лавой. Черные туфы (ленинаканский тип) занимают большие пространства в пониженных частях Алагезского массива, также и в основании Тамбакского хребта. Они очень сходны с туфами Флегрейских полей в Италии около Неаполя.

Туфовые лавы артикского типа, применяемые широко в строительстве, фиолетово-пепельные или розовато-фиолетовые и иных окрасок, легкие, сильно пористые породы, часто неоднородные, иногда с крупнопористыми пемзообразными сероватыми включениями. Объемный вес их крайне разнообразен и колеблется часто между 0,92 и 2,19. Изменение пористости туфовых лав изображено на рисунке 65,

стр. 290 (Лебедев). Основная масса туфовых лав образована мелкопористой массой, обычно с большим содержанием кристобалита, и небольшим количеством вкрапленников. Среди туфовых лав можно различать два типа: один, более основной, адиамано — сегутлинский, приближающийся к дацитам, значительно распространенный среди лав Алагеза, другой — близкий к щелочным дацитам, более кислый, характерный для Артикского месторождения, Талышского и других.

Имеются также полосатые туфовые лавы Ампертского каньона, близкие по составу к щелочно-дацитовой ветви алагезских лав.

Возраст этих туфовых лав неодинаков.

Наиболее древние артикские туфовые лавы на склоне Алагеза одновременны с образованием черных туфовых лав ленинаканского типа.

Во втором периоде образовались туфовые лавы пламенного характера.

После довольно сложных излияний лав произошли новые эксплозионные процессы, сопровождавшиеся образованием пемз Берглю и др.

Связь туфовых лав с эксплозионной деятельностью и выделением особенно больших количеств летучих веществ видна из следующей таблицы:

Таблица 51а

Периоды	Эффузивная деятельность	Рыхлые продукты эксплозионной деятельности
I	Туфовые лавы артикского типа	Туфы черные и черно-красные ленинаканского типа
II	Черно-красные туфовые лавы пламенного типа	Желтые туфы и переходные разности
III	Излияния дацитовой лавы	Пемзы, вулканические пески и др.

Ни один район в СССР не обладает таким обилием месторождений пемзы, как район Алагеза, и нигде нет такого разнообразия в петрографическом характере и внешнем виде пемз, как здесь.

Среди лав Алагеза, изливавшихся в различные периоды вулканической его деятельности, имеются лавы крайне разнообразного состава, начиная от базальтов и кончая дацитами со всеми переходными типами между ними. Из этих лав главными являются базальты, андезиты и дациты, переходные типы — андезито-базальты и андезито-дациты, как и щелочные дациты, тесно связаны с андезитовой магмой, отклоняясь от ее состава то в сторону увеличения основности, то в сторону увеличения кислотности.

Как видно из диаграммы (рис. 60), наибольшей распространенностью пользуются андезито-базальты и дациты, наименьшей — базальты. Приведенная диаграмма изменения коэфициентов Ф. Ю. Левинсон-Лессинга для главных типов лав Алагеза, построенная П. И. Лебедевым, дает следующие результаты: для кислотного коэфи-

циента получается почти прямая линия; плавные линии получаются для $\overline{RO}$ и, наконец, линия $R_2O : RO$ дает два перелома, разделяющие линию на три части, соответствующие трем главным типам алагезских лав.

Из этой диаграммы совершенно ясно видно, что имеется три главных типа лав Алагеза, остальные являются разновидностями этих трех типов.

Интересно, что из сопоставления химического состава видно, что основным отличием лав Алагеза от лав Центрального Кавказа является присутствие в районах последнего чистых базальтов. Лавы Италии также несколько более кислые, судя по тому, что там основные андезиты играют роль андезито-базальтов Алагеза.

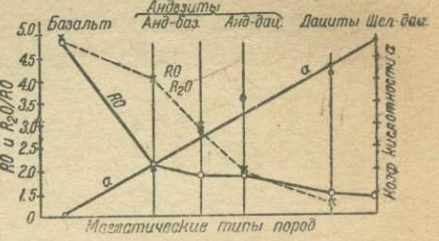


Рис. 60. Магматические типы пород вулкана Алагеза (по П. И. Лебедеву).

Характерная таблица сравнительного состава эффузий районов Алагеза, Центрального Кавказа и Италии дана П. И. Лебедевым. Интересно, что кривые диференциационной диаграммы, составленные по Ниггли, для средиземноморских лав почти тождественны с той, которая получается и для лав Алагеза (рис. 61).

В районе Этны так же, как и в районе Алагеза, наиболее поздними лавами являются лавы наиболее основные, как бы отвечая стадиям нового цикла извержений.

Особенно детально изучавший район Алагеза и лавы Алагеза П. И. Лебедев, выясняя вопросы петрогении этого вулканического массива и давшего ему начало магматического бассейна, считает, что теория кристаллизационной диференциации и образования вторичных магм при кристаллизационной диференциации базальта, выдвигаемая Боуэном, несмотря на всю ее стройность и на то, что она опирается на огромный фактический материал, не может быть применена к разрешению вопроса петрогенезиса лав Алагеза и что, вероятно, в данном случае более приложима теория Дэли.

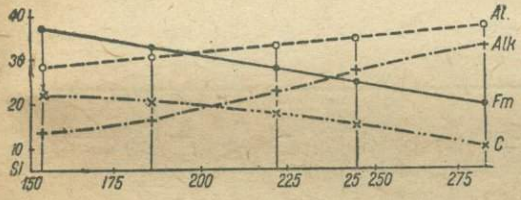


Рис. 61. Вариационная диаграмма отдельных средних типов лав Алагеза по Ниггли (по П. И. Лебедеву).

Дэли для объяснения образования основных (базальтовых) и ультраосновных лав прибегает, как и Боуэн, к помощи кристаллизации. Наоборот, появление более кислых лав Дэли, в противоположность Боуэну, объясняет ассимиляцией окружающих пород, т. е. становится на ту точку зрения, которую Левинсон-Лессинг называет синтектической (ликвационной) гипотезой.

Для южного склона П. И. Лебедев установил вполне определенную последовательность извержений лав различного состава, закономерно сменяющих друг друга; в их сменах можно выделить три цикла, как это видно на рисунке (рис. 62, 63).

Таблица 51в

Химический состав лав Алагеза

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	55,35	1,14	17,07	3,02	4,42	0,09	4,89	7,26	3,25	2,36	1,15
2	59,17	0,95	16,50	7,15	4,15	0,08	3,56	6,10	3,61	2,61	1,12
3	61,69	0,82	15,49	2,54	3,71	0,11	2,49	4,78	4,12	3,32	0,94
4	64,17	0,79	15,13	2,88	2,32	0,07	1,65	3,49	4,42	3,88	1,13
5	66,42	0,88	15,29	2,08	2,02	0,07	0,90	2,20	4,86	4,75	0,43
6	65,12	0,73	15,33	2,41	0,43	0,08	1,50	1,79	4,29	3,65	3,33
7	62,85	0,80	16,57	2,77	0,73	0,07	1,27	2,62	5,18	4,43	2,91
8	65,70	0,95	15,38	2,97	0,90	0,37	1,03	2,35	5,10	4,52	0,35
9	67,23	—	15,72	2,78		—	0,67	2,20	5,85	3,02	3,04

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	R_2O : RO	S	a	c	f	n
6	1,1	6,5	3,15	1,5 : 1	75,6	10,7	3,0	6,3	6,5
7	1,2	5,8	2,75	1,5 : 1	72,5	11,0	2,6	6,4	6,4
8	1,3	6,4	3,00	1,5 : 1	74,1	9,7	0,03	10,3	6,4
9	1,1	6,8	3,27	2,1 : 1	77,1	5,8	2,8	11,4	7,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	28,0	37,2	21,7	13,0	154	—	—	—
2	30,4	32,8	20,5	16,2	185	—	—	—
3	32,6	27,2	18,3	21,9	220	—	—	—
4	34,2	25,4	14,5	26,0	246	—	—	—
5	37,9	19,5	9,9	32,0	279	—	—	—
6	42,5	17,0	9,0	31,5	312	0,35	0,65	0,51
7	39,0	18,5	11,3	31,2	252	0,36	0,62	0,61
8	37,5	19,6	10,4	32,5	275	0,37	0,32	0,53
9	39,5	14,2	10,0	36,3	286	0,23	0,33	0,70

1. Андезито-базальты. Среднее из 8 анализов (Лебедев), Алагез. 2. Андезиты. Среднее из 3 анализов. То же. 3. Андезито-дациты. Среднее из 5 анализов. То же. 4. Дациты. Среднее из 11 анализов. То же. 5. Щелочной дацит. Среднее из 6 анализов. То же. 6. Желтая туфовая лава. То же. 7. Красно-черная пламенная туфовая лава. То же. 8. Артикская туфовая лава. Там же. То же. 9. Пемза белая. Махмуджук, склон Алагеза (Лебедев).

Таблица 52

	Армянское нагорье—Кавказ					Италия						
	Алагез					Центральный Кавказ					Вулканическая линия	
											Андезитовая серия	Трахидолеритовая серия
		$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$		$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$		
Базальты	Андезито-базальты (среднее из 8 анализов)	4,84 2,08	50,92 55,3	1 : 61 2,02	1 : 4,8 1 : 4,0	1 ч. базальта + 1 ч. андезита (например, лава Млеты)	2,20	57,0	1,90	1 : 4,10	Основные андезиты	Чиминиты
Андезиты	Андезито-базальты (среднее из 3 анализов)	1,87	59,7	2,30	1 : 2,7	Андезит района Грозного	1,55	59,9	2,21	1 : 2,2	Андезиты	Вульзиниты
Андезиты	Андезито-дациты (среднее из 4 анализов)	1,88	61,7	2,60	1 : 2,0	Средний казбекский андезит (дацитовая ветвь андезитов)	1,49	62,2	2,59	1 : 1,5	Андезиты	—
Дациты	Дациты (среднее из 7 анализов)	1,50	64,2	2,85	1 : 1,5	Кавказский тип дацитов (например, Калько)	1,00	68,20	2,83	1 : 1,2	Дациты	Тосканиты
Дациты	Щелочные дациты (среднее из 5 анализов)	1,30	66,4	3,16	1 : 1,4	4 ч. дацита + 1 ч. липарита (например, Арагвинский Сырх)	1,18	68,4	3,30	1 : 1,2	Дациты	—

I цикл. Проявился он в многократном извержении андезито-базальтовых лав, образовавших несколько потоков, сменяющих друг друга и отличающихся не вполне одинаковой кислотностью; более древние — черные, пористые андезито-базальты с кислотным коэфициентом ($\alpha = 2{,}02$) сменяются мощными потоками андезито-базальтов ($\alpha = 2{,}11$) с долеритовой структурой.

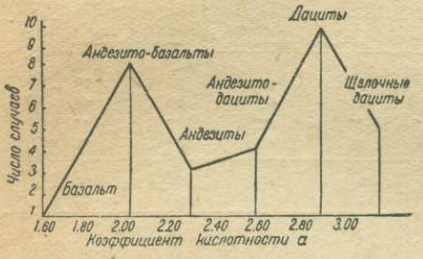


Рис. 62. Коэфициент кислотности в лавах Алагеза (по П. И. Лебедеву).

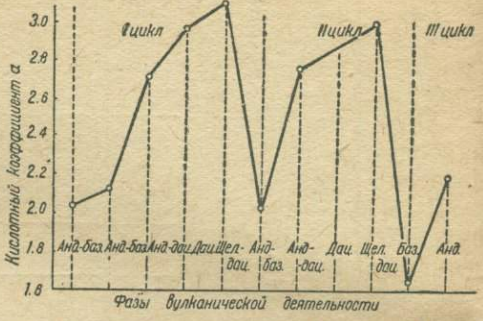


Рис. 63. Фазы вулканической деятельности на вулкане Алагез (по П. И. Лебедеву).

Основные излияния сменяются более кислыми — андезито-дацитами ($\alpha = 2{,}75$), с разновидностью их — туфовыми лавами района Пирагена — Инаклю. В районе крепости Амперт потоки дацита достигают 100 *м* мощности. Андезито-дациты сменяются дацитами ($\alpha = 2{,}85 — 3{,}00$), образующими целый комплекс не вполне одинакового состава лав, с интересной формой отдельности в виде гигантских концентрически-радиальных скорлуповатых образований, диаметром до 30 *м*.

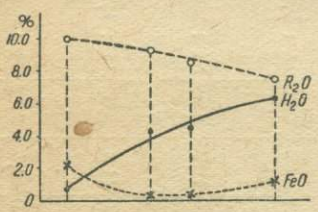


Рис. 64. Химические изменения при пемзообразовании. Пемза Такия (по П. И. Лебедеву).

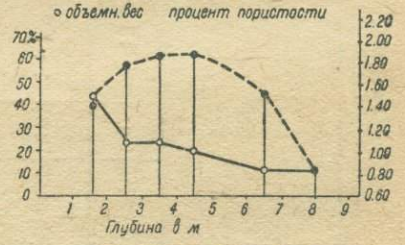


Рис. 65. Объемный вес и пористость туфовых лав Алагеза (по П. И. Лебедеву).

Меньшей мощностью обладают заканчивающие первый цикл розовые трахитообразные щелочные дациты.

Сложный комплекс лав слагал орографически очень плоский, занимающий обширную площадь, древний массив Алагеза.

II цикл. Изменения этого цикла начинаются мощными андезито-базальтовыми потоками ($\alpha = 2{,}02$), которые на значительном расстоянии от кратера образовали тот фундамент, по которому изливались позднейшие потоки того же цикла.

В порядке возрастающей кислотности изливались сперва потоки андезито-дацитовых лав ($\alpha = 2{,}79$). Площадь их потоков

была меньше предыдущего, но зато в связи с значительно большей вязкостью магмы — потоки их являются значительно более мощными (до 300 *м*).

Последней фацией этого цикла было излияние огромных масс дацитовых лав, за которыми следовали излияния щелочной дацитовой магмы ($\alpha = 2{,}90 - 3{,}13$).

III цикл. К излияниям III, и последнего, цикла относятся излияния андезитовых лав, извергавшихся на северо-западном склоне, в особенно крупных массах, образовавших своими излияниями наиболее высокие зоны вулкана.

Характерно, что в третьем цикле вначале изливаются как бы наиболее чистые представители ряда лав Алагеза, именно вместо андезито-базальтов — базальты и затем андезиты.

Пемзы Алагеза. На территории развития лав Алагеза видную роль в ряде мест играют пемзы, месторождения которых рассеяны по ряду участков на склонах Алагеза. Эти продукты вулка-

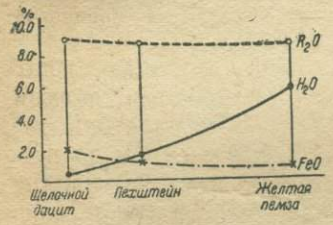


Рис. 66. Содержание окислов R_2O и FeO в пехштейнах и пемзах Алагеза (по П. И. Лебедеву).

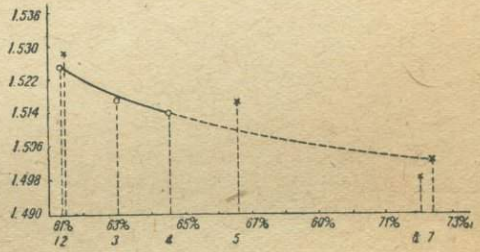


Рис. 67. Показатель преломления стекла пемз туфовых лав Алагеза (по П. И. Лебедеву).

нического извержения по существу тесно связаны своим происхождением с рядом других вулканических продуктов, отличающихся большим разнообразием в районе Алагеза, — с пехштейновыми лавами, туфовыми лавами, их туфами, с другой стороны, с вулканическими пеплами, песками, лапилли и вулканическими газами. Образование их вызвано выделением из лав магматических газов и в первую очередь паров воды.

Разнообразные по условиям образования и залегания пемзы Алагеза представляют собой исключительный теоретически-практический интерес.

В ряде месторождений пемза обладает разнообразной окраской, от чисто-белой до желтой и буроватой, от сильно пористой и особенно легкой, до более или менее плотной, переходящей в туфовые лавы. Так в районе одного месторождения Л. И. Лебедев устанавливает следующий ряд переходов между различными типами пород этого рода: красно-розовая туфовая лава — желтая туфовая лава — пемза — или ее желтый туф.

Связь между составом и структурой типов этих пород отчетливо выступает на рис. 66. Совершенно отчетливо видно, что при очень близком составе (содержание SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO) пемзообразование зависит в значительной степени от содержания щелочей и воды.

Минералогический состав всех пемз, имеющихся на территории Алагеза, близок к дацитам и щелочным дацитам. Однако, если рассматривать только химический состав их, то большинство их близки к трахи-дацитам.

Более точно, по П. И. Лебедеву, следует относить пемзы Богутлу к дацитам, пемзы Берглю и Такия к трахи-дацитам. Пемзы Карского

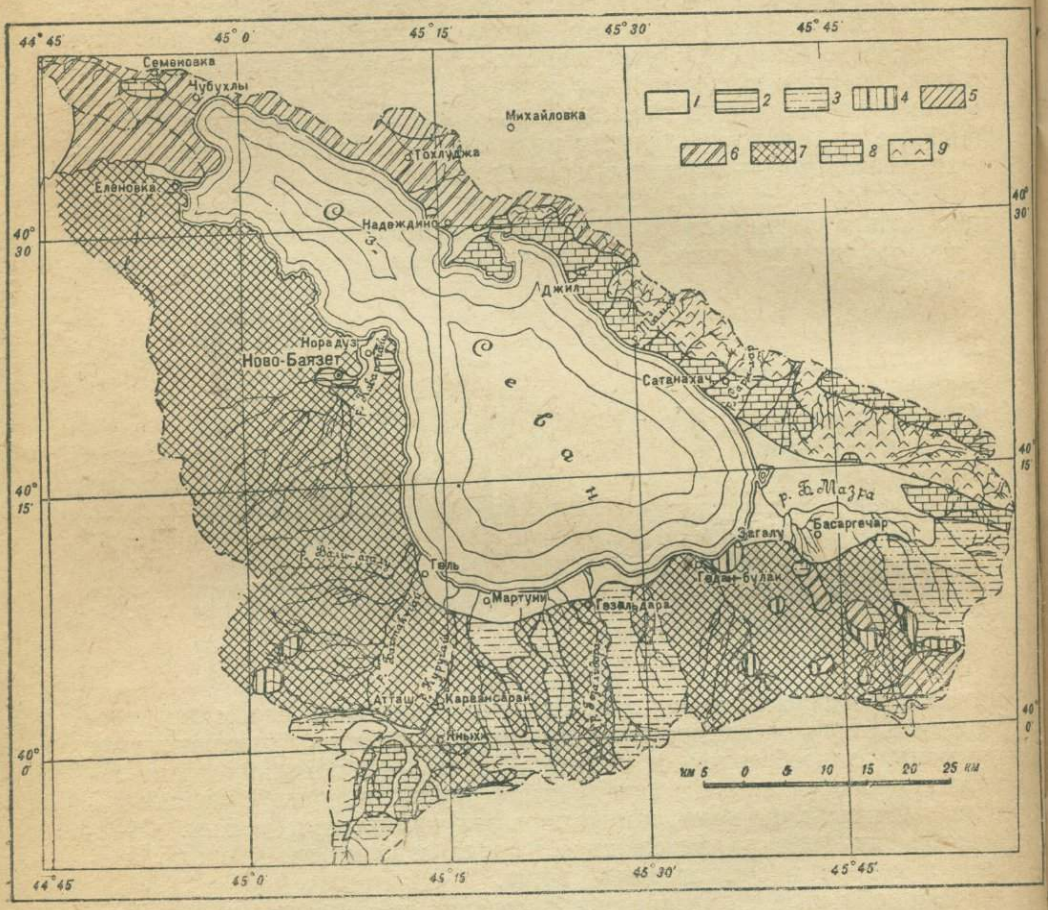


Рис. 68. Петрографическая карта окрестностей оз. Севан.

1—аллювий; *2*—туфогенные образования; *3*—порфириты; андезиты; *4*—липариты; дациты; *5—7* андезито-базальты; *8*—верхнемеловые известняки; *9*—габбро и змеевики.

нагорья были отнесены П. Чирвинским (1913) к липарито-дацитам.

Район Гокчи. В юго-восточной части района Памбакского хребта развиты базальты, к западу от Семеновки, от берега озера у Еленовки до окрестностей Головина, андезиты, прорывающие порфиритовую свиту центральных частей хребта, а также андезито-базальты, трахиандезиты, андезито-диабазы, трассы (рис. 68).

Базальты надвинуты на порфиритовую свиту; они темные в нижней части покрова, серые в верхней части его, с вкрапленниками

плагиоклаза № 75—79, авгита и оливина; основная масса почти исключительно из микролитов плагиоклаза (лабрадора), с редкими иголочками авгита.

Андезито-базальты частью зеленоватые, палеотипного характера, с вкрапленниками лабрадора № 57 и почти того же состава микролитами в основной массе и авгита.

Трахи-андезиты темносерые, с редкими вкрапленниками плагиоклаза № 25—37 и авгита, со стекловатой флюидальной основной массой, с микролитами олигоклаз-андезина. Судя по химическому составу, эти породы ближе всего стоят к трахиандезитам. Трахи-дацит зеленовато-серый, с двумя генерациями вкрапленников плагиоклаза (№ 33—36) и микролитов (андезин).



Рис. 69.

1—андезито-базальты; *2*—пемза и обсидианы; *3*—трахиандезиты; *4*—аллювий; *5*—известняки и мергеля; *6*—хлоритовые сланцы; *7*—гранодиориты; *8*—источники.

Для этого трахи-дацита характерно полное отсутствие цветных минералов и присутствие кварца. Общий характер породы в связи с более или менее значительным разрушением породообразующих минералов, палеотипный (палеотипный трахи-дацит).

По р. Балык-чай от оз. Севан и до Семеновки тянется широкая полоса трасса, имеющего большое практическое значение как материал для гидравлического цемента.

Большая часть массива состоит из чистого голубого трасса, частью брекчиевидного. Иногда окислами железа порода окрашена в красноватый цвет.

Основная масса состоит из волокнистого хлорита в виде войлока; хлоритовый войлок переполнен кристаллами плагиоклаза, по всем признакам альбита. Кроме того, часто заметно присутствие прозрачных зерен анальцима, с показателем преломления 1,486.

Судя по химическому анализу, этот трасс очень близок к липаритам, однако, отличается от них малым содержанием щелочей. Голубой трасс представляет собой цементированные рыхлые продукты; отложение вулканической деятельности скорее всего происходило в водной среде, богатой газами, что способствовало выделению хлорита и цеолитов (Гинзберг).

Точно также и в районе северо-восточного побережья оз. Севан развиты андезито-базальты, с плагиоклазами № 60—45, в центральных частях и с авгитом.

Интересно присутствие здесь также кварцевых трахитов (у с. Михайлово) с немногочисленными вкрапленниками лабрадора № 52 и биотита, с микролитовой основной массой из полевого шпата с простыми двойниками. Судя по химическому составу близок к кварцевым трахитам щелочноземельного ряда, развитым в районе Центрального Кавказа

Трахилипарит того же района характеризуется буроватым стекловатым базисом, с флюидальным строением, с прозрачными вкрапленниками санидина ($2V = 40°$), частью плагиоклаза и небольшого количества биотита.

В районе Ахманганского плато, по Б. М. Куплетскому (1930), развиты лавы различного возраста, именно:

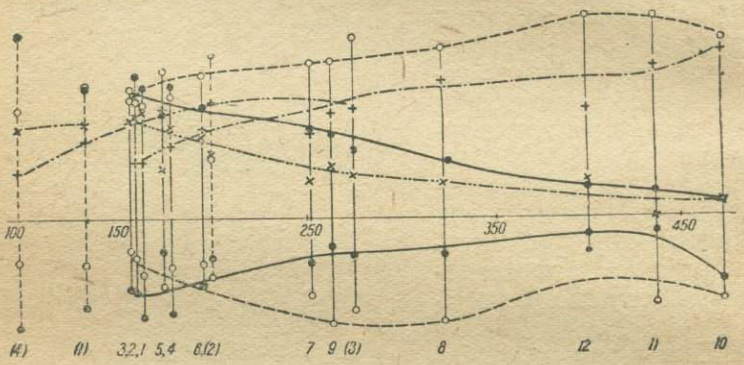


Рис. 70. Вариационная диаграмма магматических пород Алагеза (по Ниггли). *1—9* — вулканические породы Зангезура (*1*)—(*4*).

1) древние третичные андезиты и их шлаки, также отдельные выхода трахи-андезитов;

2) послетретичные трещинные излияния андезито-базальтов. Эти лавы изливались в несколько приемов и сопровождались образованием шлаковых конусов между отдельными покровами андезито-базальтов;

3) образование насыпных вулканических конусов главной цепи Ахманганского хребта;

4) появление липаритовых вершин Б. и М. Ах-дагов и кулюлатрахитов, липаритов на берегу оз. Гокча.

Последовательность извержений в этом районе, по Б. М. Куплетскому, следующая:

1. Слюдяно-роговообманковые андезиты с крупными вкрапленниками плагиоклаза.

2. Серые и черные лавы андезито-базальтового состава, покрывающие весь исследованный район и прорывающие более древнюю толщу изверженных пород, представленную свитой чередующихся лав и туфов базальтового состава с нарушенным залеганием, часто поставленных на голову.

Химический состав эффузивов оз. Севан

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	50,88	0,88	17,47	6,21	3,23	3,76	9,25	2,96	2,54
2	50,80	0,69	18,29	3,92	4,88	3,91	8,50	3,06	1,93
3	54,90	0,63	18,68	3,68	3,58	2,90	7,33	4,44	2,30
4	56,95	0,79	17,04	2,61	3,27	4,08	6,79	3,74	2,75
5	62,39	0,55	17,39	2,44	2,63	1,07	2,44	4,48	5,21
6	58,96	0,75	18,20	3,79	2,08	2,16	5,35	4,36	3,05
7	62,63	0,68	16,70	1,97	2,89	1,12	2,98	4,08	5,03
8	66,50	0,58	15,72	2,20	0,74	0,39	1,55	3,32	7,04
9	62,65	1,34	15,97	5,23	0,32	0,69	2,64	2,65	5,88
10	74,20	0,13	12.93	0,64	нет	0,14	0,60	4,09	4,37
11	75,01	0,21	13,84	0,89	0,22	0,02	0,16	3,58	4,33
12	70,44	0,23	15,86	1,25	0,45	0,09	1,73	4,37	1,46

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	R_2O : RO	S	a	c	f	n
1	1,80	4,03	1,68	1 : 4,1	59,2	3,3	5,0	12,5	6,4
2	1,91	4,18	1,7	1 : 4,6	59,5	3,2	5,0	11,8	7,1
3	1,69	4,42	1,92	1 : 2,6	63,0	4,9	4,5	10,3	7,2
4	1,91	5,10	2,08	1 : 0,3	64,0	3,8	3,2	13,0	6,8
5	1,26	5,41	2,54	1,2 : 1	70,0	8,8	3,0	8,2	5,7
6	1.39	4,87	2,21	0,67 : 1	67,0	6,2	4,6	9,2	7,6
7	1,32	5,79	2,68	0,99 : 1	73,0	9,2	2,8	8,0	5,6
8	1,02	6,6	3,3	1 : 0,35	79,5	12,4	2,6	5,0	4,2
9	0,95	5,56	2,81	1 : 0,7	74,6	8,6	4,0	7,4	4,3
10	0,97	9,48	4,77	8 : 1	82,5	16,6	1,6	1,8	5,1
11	0,91	8,82	4,51	4,13 : 1	88,0	15,0	0,5	4,5	5,1
12	1,08	7,17	3,54	3,34 : 1	75,0	9,6	3,4	7,0	8,2

Продолжение табл. 53

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	27,4	34,4	26,2	12,0	164	0,36	0,58	0,76
2	29,2	34,5	24,9	11,4	163	0,28	0,45	0,72
3	31,6	29,0	22,7	16,7	160	0,24	0,42	0,73
4	30,0	32,4	21,6	16,0	172	0,33	0,57	0,67
5	37,1	24,7	10,6	27,7	170	0,43	0,24	0,43
6	35,0	25,8	18,8	20,4	196	0,31	0,42	0,73
7	39,8	22,5	8,7	21,0	251	0,45	0,29	0,39
8	43,1	13,5	7,8	35,6	325	0,58	0,21	0,58
9	39,3	22,0	12,0	26,7	266	0,60	0,20	0,55
10	48,0	4,6	4,2	43,2	470	0,41	0,33	1,00
11	52,1	6,4	1,2	40,5	485	0,44	0,06	0,19
12	52,7	8,1	10,0	29,2	400	0,18	0,09	1,12

1. Базальт верховьев р. Балык-чай к северо-востоку от оз. Севан. 2. Андезито-базальт, оз. Айгер-гель, северо-восточное побережье оз. Севан. Гинзберг. 3. То же. Гора Маралиджа, восточная цепь Памбакского хребта. Турцев. К северо-западу от оз. Севан (1929). 4. То же. Южное побережье оз. Севан. Гинзберг. 1929. 5. Трахи-андезит, юго-восточный гребень восточной цепи Памбакского хребта. Турцев. 1929. К северо-западу от оз. Севан. 6. То же. Южногокчинский район. Гинзберг. 1930. 7. То же. Р. Занга к северо-западу от оз. Гокчи. Он же. 8. Трахи-липарит. Северо-восточный берег оз. Севан. Он же. 9. Кварцевый трахит. Там же. Он же. 10 Липарит. Ахмангганское плато. Куплетский. 11. Липариты. Южное побережье оз. Севан. Гинзберг. 12. Дацит. Там же. Он же.

3. Андезито-базальты излились на поверхность в несколько приемов, судя по чередованию их со шлаковыми образованиями. Извержение их носит трещинный характер, вероятно, по нескольким трещинам.

4. Излияния липаритов и обсидианов, образовавших конус Б. и М. Ах-дага, прорывающих андезито-базальтовые покровы. Трахи-липариты развиты в виде конуса на берегу оз. Гокчи. Все лавы данного района отличаются относительным богатством щелочами и преобладанием CaO над MgO. Все они, кроме липаритов, содержат довольно значительные количества TiO_2.

Даралагезский район отличается развитием в ряде мест лав, представленных андезитами, именно лабрадоровыми и пироксеновыми разновидностями их, занимающими крупные площади в районе хребтов Амбариал и Зивлих. Содержание пироксена 0—15%; обычно он моноклинный. Андезиты сопровождаются андезитовыми туфами; местами развиты также и базальтовые покровы.

Цветные минералы в андезитах, по Котляру и Кржечковскому, — авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка, иногда биотит; плагиоклаз представлен лабрадором.

В районе Карабахского хребта имеются области, покрытые крупными потоками разнообразных лав, переходящих одна в другую при различном составе их; лавы сопровождаются туфовыми образованиями.

Переходы лав одного состава в лавы другого состава, наблюдаемые в одном потоке, относятся к продуктам диференциации внутри самого лавового потока (Гинзберг; для Кавказа — Левинсон-Лессинг).

Гинзберг установил присутствие ряда частью своеобразных лав, именно: андезитов, ортоклазовых базальтов (абсарокитов), трахибазальтов (шошонитов), андезито-трахитов (вульзинитов), кварцевых трахитов, дацитов.

Андезиты здесь довольно разнообразны, от плотных до пористых и пузыристых, серые, красноватые, иногда черные, с двумя поколениями плагиоклаза — вкрапленников № 38 и более кислых в основной массе. Кроме того, присутствуют вкрапленники авгита, красно-бурой до желтой роговой обманки базальтического типа, и оливина. Основная масса микролитовая из тех же минералов. Содержание кремнекислоты в этих породах будет характерным для андезитов — 55,1%.

От андезитов ортоклазовые базальты (абсарокиты) резко отличаются своим ярко выраженным кристаллическим сложением; они также плотные до пузыристых, по большей части, однако, светлосерые. Основная масса их микролититовая, реже андезитовая или трахитовая, и состоит из микролитов плагиоклаза, санидина, авгита и магнетита; вкрапленники представлены плагиоклазом № 55—60, пертитовым ортоклазом, авгитом, роговой обманкой, оливином и апатитом.

Таким образом, базальты эти своеобразны по содержанию в них иногда крупных кристаллов ортоклаза.

Эти породы близки к абсарокитам, нередко содержащим лейцит, который, однако, здесь обнаружен не был.

Тост описывает породу из района Карабахского хребта в окрестностях горы Герусы, аналогичную по составу ортоклазовому базальту, но с нефелином (нефелиновый тефрит).

К ортоклазовым базальтам тесно примыкают трахибазальты (шошониты), по внешнему виду от них не отличимые. Макроструктура очень сходна, но наряду с порфировыми встречаются также и афанитовые разности. Плагиоклазовые вкрапленники их принадлежат № 42—44, т. е. они более кислые, чем у базальтов и более основные, чем у андезитов. Ортоклаз и здесь пертитовый. В основной массе присутствуют кристаллики санидина. Химический состав этих пород очень близок к составу шошонитов, для которых характерны вкрапленники — лабрадора, авгита, оливина; иногда они могут отсутствовать; шошонит богат щелочными шпатами и иногда содержит лейцит. Переходные типы лав, близкие к трахитам, белые, с трахитовой основной массой, в которой присутствуют вкрапленники ортоклаза, плагиоклаза № 41, авгита, роговой обманки; оливин отсутствует. Следует еще раз подчеркнуть, что типичные трахиты среди кавказских лав встречены не были; присутствуют только кварцевые трахиты; они

Таблица 53а

Химический состав магматических пород Карабаха (Зангезуры)
(по Гинзбергу 1913)

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	52,14	19,71	6,12	1,50	3,99	7,89	4,64	3,00
2	60,75	19,81	2,53	1,07	0,78	3,82	5,34	4,69
3	65,49	18,95	2,55	1,36	0,60	2,06	3,45	5,08

№ анализа	$\overline{R}O$	SiO_2	α	R_2O : RO
1	1,6	3,73	1,62	1 : 2,4
2	1,1	4,76	2,33	1,4 : 1
3	0,9	5,5	2,82	1,6 : 1

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	30,4	31,0	21,8	16,8	135	0,30	0,50	0,71
2	42,1	13,7	14,8	29,4	219	0,36	0,25	1,08
3	46,7	16,4	9,3	27,6	275	0,50	0,21	0,57

1. Трахито-базальт (шошонит). Карабах (Зангезурский район). 2. Андезито-трахит (вульзинит). Там же. Гора Сопипир. 3. Кварцевый трахит. Там же.

же образуют небольшой лакколит среди юрских известняков в том же Карабахском хребте, недалеко от Мухтокианского кряжа. По внешнему виду эти породы напоминают розоватые гранит-порфиры; они полнокристаллические, с довольно крупными вкрапленниками полевых шпатов и мафических минералов. Часто наблюдается грано-фировое срастание кварца и полевых шпатов.

В районе шоссе Герусы — Шуша около ст. Абдалар встречены были дациты, сероватые, плотные, полнокристаллические, с фельзитовой основной массой, с вкрапленниками санидина, плагиоклаза (андезина), кварца, обыкновенной роговой обманки.

В. Н. Лодочников, описывая породы Карабахского хребта между Дарыдагом и западной частью Западно-Карабахского хребта, указывает на присутствие здесь ряда андезитов роговообманковых, диопсидово-биотитовых с кварцем, диопсидово-гиперстеновых, авгито-гиперстеновых, далее стекловатых авгито-гиперстенов с кварцем.

Химические анализы горных пород, описанных Гинзбергом, дают ясное представление о химических особенностях этих пород, резко отличающихся от пород Алагеза и окрестностей оз. Гокча.

6. Полезные ископаемые

В тесной связи с развитием определенных типов магматических пород стоит и распространение разнообразных видов полезных ископаемых, среди которых можно различать три группы их.

1. Полезные ископаемые, связанные с ультраосновными и основными породами;

2. Полезные ископаемые, связанные с гранодиоритовыми интрузиями;

3. Полезные ископаемые, связанные с эффузиями.

Как в ряде других районов СССР, в Закавказье так же совершенно отчетливо выступает теснейшая связь каждой из этих трех групп магматических пород с определенными видами полезных ископаемых.

Ультраосновные и основные породы, в особенности первые, являются теми породами, к которым приурочена концентрация прежде всего хромовых руд, присутствие которых установлено главным образом в районе к югу от оз. Севан и далеко к юго-востоку от него. Эти месторождения образуют ряд линз, прорывающих меловые породы, они частично изучены и разведаны; в настоящее время установлено, правда пока небольшое, но вполне промышленное их значение. Неудобствами, затрудняющими в значительной степени как нахождение и изучение их, так и использование, является отдаленность от железных дорог и трудно доступный характер высокогорной местности.

Район распространения этих магматических пород глубоко интересен не только потому, что здесь присутствуют хромиты, но и потому что к ним, как и к габбровым породам, с участками связанных с ними ультраосновных пород (перидотитов и дунитов по преимуществу) могут быть приурочены места нахождения таких ценнейших металлов, как платина и ее спутники — никель, возможно также и кобальт.

Интересны места развития серпентинитов в первую очередь также еще и потому, что к ним могут быть приурочены месторождения хризотил-асбеста и талька. Пока обнаружены только низкосортные типы хризотил-асбеста, однако, не исключается возможность нахождения среди этих пород также и более высококачественных сортов их.

Другие области — области иных петрографических провинций, — именно гранодиоритовых магм и продуктов их диференциации представляют исключительный интерес в смысле их рудоносности.

Значительно подвинувшееся благодаря систематическим работам Паффенгольца изучение петрографии и тектоники района Кедабека, Дашкесана, Чиратидзора, совершенно ясно доказало связь с гранодиоритовой магмой и продуктами ее диференциации месторождений таких руд, как медные руды, серный колчедан, так же месторождений кобальта, по всем признакам продукта, связанного с процессами диференциации гранодиоритовой магмы в направлении получения особенно основных продуктов, также железных руд, в виде магнитного железняка.

Аналогичные рудообразовательные процессы идут также и в других районах Закавказья — в районе Алаверды, Шамлуга, Ахталы,

где рудообразование с получением накопления в первую очередь меди идет в связи с накоплением также цинка, свинца, серебра.

С такими же породами гранодиоритовой магмы, находящимися в аналогичных условиях их залегания в районе Кедабека и Дашкесана, связаны руды главным образом меди, частью также свинца, цинка, серебра в Зангезурском районе.

Дальнейшие исследования петрографии Закавказья, очень мало пока в этом направлении изученного, за исключением отдельных участков его, и установления распространения областей развития гранодиоритовых петрографических провинций может в значительной степени увеличить число месторождений комплексных руд меди, свинца, цинка и серебра, возможно также золота и олова.

Следует иметь в виду, что рядом с перечисленными элементами (металлами) могут быть встречены в районе этих же месторождений и областей развития пород гранодиоритовых провинций, также и разнообразные рассеянные элементы, в особенно больших количествах концентрирующиеся в контакте этих пород с известняками, т. е. в областях развития скарнов. Скарны, — носители большого количества рассеянных элементов, изучены чрезвычайно слабо.

Большое значение имеют также и вопросы тектоники при изучении этих месторождений, в связи с тем, что, как установлено для Алавердских месторождений, накопление ценных металлов происходит в областях разломов и надвигов, вызывающих дробление при передвижении тех пород, по которым они передвигаются и дают начало разнообразным скоплениям возможно и в крупных массах.

Так как вопросы тектоники Закавказья почти не затронуты изучением и каждый новый исследователь открывает все новые и новые факты, необходима дальнейшая работа по изучению тектоники Закавказья в особенности в связи с надвигами, с которыми связано местами накопление рудных металлов в связи с процессами оруденения.

Третья группа горных пород — эффузии и особенно мощно развитые новейшие эффузии, покрывающие огромные пространства Закавказья, частью скрывающие нижележащие рудоносные гранодиоритовые породы и продукты их деятельности, характеризуются пока почти полным отсутствием рудообразования. Из этого не следует, что рудообразование с ними не связано; они пока, слишком мало изучены экспедицией Академии наук (Левинсон-Лессинг, П. И. Лебедев) и Геолкомом, ныне ЦНИГРИ (Паффенгольц, Грушевой и др.).

Но если рудоносность их невелика, то обстоятельство, что они занимают огромные пространства на поверхности земли, часто в чрезвычайно удобных условиях для добычи и нередко вблизи железных дорог, делает их в связи со своеобразием местами их состава и структуры ценными полезными ископаемыми. Чрезвычайно ценным материалом является пемза, месторождения которой рассеяны по всему району развития лав Алагеза и месторождения Берглю, Капанак, Такия, Мухмуджук и другие, в условиях, удобных для разработки. Особенно крупное значение имеют месторождения пемзы высокого качества в районе Ани и Харкова, по берегу р. Арпачая, где имеются огромные запасы пемзы, чисто белой, различных тонов; она разрабатывается в настоящее время в крупных массах.

Другой тип полезных ископаемых — туфовые лавы окр. Ленинакана на склоне Алагеза, где они образуют огромные лавовые поля

с высококачественным строительным легковесным материалом. Эти туфовые лавы благодаря своей легкости могут выдерживать перевозки вплоть до г. Москвы, где они применяются и в настоящее время для постройки крупных зданий, как и в ряде более южных районов. Разнообразие и красота окрасок делает этот материал высокоценным для облицовки зданий, а пористость делает его очень теплым стенным материалом, мало пропускающим тепло.

Крупные массы разнообразных основных пород, в том числе базальтов, делают возможным обоснование крупной промышленности плавленных горных пород, в особености в связи с чрезвычайно дешевой электроэнергией такого колоссального запаса воды, который содержится в оз. Севан.

Дальнейшие исследования эффузивов Закавказья и использование их в различных направлениях может обеспечить развитие и иных новых видов промышленности.

Главнейшая литература по петрографии Закавказья

1. Абих. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. геогр. об-ва», 1902.

2. Аршинов. Алюминиевые руды и возможности нахождения их в России. Материалы по изуч. ест. произв. сил России. 1916.

3. Воскобойников. О Даралагезском серебро-свинцовом руднике и минеральном источнике, около него находящемся. «Горный Журнал», 1930.

4. Гейн. Геологическая съемка северной части Рудничной горы (Мис-Даг) и горы Толстой Кедабекского медного месторождения на Кавказе. «Ежег. мин. и геол. России», т. XVI, 1914.

6. Гинзберг. К петрографии Закавказья. «Труды Рад. эксп. Академии наук», № 4, 1915.

7. Он же. К петрографии Армянского нагорья.

8. Он же. Геолого-петрографическое описание правобережья р. Занги и к западу от с. Копадзор до р. Маман. 1933.

9. Григорьев. Медные и свинцово-цинковые месторождения района на с. Мериси и Вано в Аджаристане. «Изв. Геол. ком.», т. 48, № 1. 1925.

10. Грушевой. Месторождения свинцовых руд в бассейне р. Арпачай. Восточной части АССР Армении. Там же, т. 44. 1925.

11. Он же. Медные месторождения в верховьях р. Охчи-сай и Мингри-чай в Зангезуре. Армения. «Вестн. геол. ком.», № 5. 1925.

12. Он же. Медные и свинцово-цинковые месторождения в окр с. Базгирети б. Артикского округа, Батумской области. «Изв. геол. ком.», т. 45, № 5.

13. Он же. Алавердское месторождение в Закавказье. «Труды ГГРУ», вып. 1, 1930.

14. Dannenberg. Beiträge zur Petrografhie der Kaukasus Länder «Tsch. Min. u. Petr»., Mitt. XIX и XXIII.

15. Залесский и Петров. Артикское месторождение туфовых лав. «Труды Петр. и-та Ак. наук», вып. 1, 1931.

16. Они же. Материалы к изучению Анийского месторождения пемз. Там же. 1931.

17. Иванчин-Писарев. Пемзы Махмуджукского месторождения. «Мин. Сырье», № 11, 12, 1930.

18. Карапетян. Геологический очерк Армении. Эривань, 1928.

19. Конюшевский. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском у. Мат. геол. Кавказа, сер. III, кн. 10, 1911.

20. Котляр. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. «Мат. по геол. и прикл. геологии», № 136, 1930.

21. Он же. Гюмушханское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. ««Труды ГГРУ», № 81, 1931.

22. Кржечковский. Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского у. Армении. «Труды ГГРУ», № 61, 1931.

23. Он же. Геологический очерк западной части Даралагезского у. Армении. «Мат. по прикл. геол.», № 136, 1930.

24. Куплетский, Лебедев и другие. Бассейн оз. Гокча. Изд. Академии наук, т. II, 1929, т. III, 1930, вып. 1, 1930.
25. Лебедев. Вулкан Алагез и его лавы. «Изв. Ак. наук», 1931.
26. Он же. Месторождения пемзы Алагеза. «Труды Петр. и-та Ак. наук», вып. 1, 1931.
27. Он же. Зона строительных туфовых лав Алагеза. Там же.
28. Личков. К геологии и стратиграфии Алагеза. Изд. Ак. наук, 1931.
29. Лодочников. Микроскопическое исследование пород из района между Дар-Дагом и западной частью Западно-Карабахского хребта. «Мат. по прикл. геол.», № 24, 1925.
30. Мамаев. Материалы по петрографии Армянского нагорья. «Сборн. по мин. и геол. Московского университета», 1916.
31. Мефферт. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между долиной Купы и Ахаркалакским лавовым нагорьем. «Труды ВГРО», № 303, 1933.
32. Он же. Геологическое исследование в Куринском и Ахалкалакском уездах в 1923 г. «Изв. Геол. ком.», вып. 48, 1924.
33. Он же. Геология нефтепроявлений в Аджароимеретинском хребте. «Труды ГГРУ», № 180, 1932.
34. Он же. Геологический очерк бассейна верхней Куры. 1930.
35. Микей. Опыт классификации пемзовых структур в связи с их генезисом. «Мин. Сырье», № 11/12, 1930.
36. Морозов. Алавердское месторождение медных руд. ИППИ, 1912.
37. С. Обручев. Геологический очерк района Боржома. «Труды и-та прикл. минералогии», 1923.
38. Паффенгольц. Кедабек. «Труды ВСГРО». № 218, 1932.
39. Он же. Чирагидзор. МПОПГ, 1928.
40. Он же. Дашкесан и Заглик. «Труды Геол. комитета», № 170, 1928.
41. Он же. Основные черты геологического строения и тектоника Ганшинского района Азербайджанской ССР. «Изв. Геол. ком.», т. 48, № 3, 1929.
42. Pelikan. Petrographische Untersuchung eniger Eruptivgesteine aus dem Kaukasus. 1895.
43. Петров. Микролакколиты окр. Тифлиса. «Труды Петр. и-та Ак. наук», 1933.
44. Ренгартен. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. «Труды III съезда геологов». Ташкент 1930.
45. Rosenbusch. Mikr. Physiographie der massigen Gesteine. t. II. S. 341, 1907.
46. Скрепинский. К геологии Кварцханского месторождения Батумской области. «Изв. ИППИ», 1912.
47. Н. Н. Смирнов. Об андезитовых породах горы Цхра-Цхаро. «Сборн. мин. и геол. каб. Моск. университета», 1919.
48. Танатар. Очерк по геологии и части Боржомского имения. «Зап. Одес. техн. об-ва», № 5, 1912.
49. Он же. Petrograpische Studien im. kl. Kaukasus Müuchen, 1911.
50. Он же. Petrograpische Studien der Russich Armenischen Hochlands «Tsch. Min. u. Petr»., Mitt. XXIX, 1910.
51. Федоров. «Записки Мин. Общества», т. IV, стр. 135—140.
52. Он же. Горные породы Кедабека. «Зап. Ак. наук», 1903.
53. Он же. Кедабекит и виолант. «Изв. Моск. сельскохоз. и-та», № 1.
54. Он же. Некоторые практические результаты исследования коллекций Закавказья и Забайкальской области. «Горный журнал», 1902.
55. П. Чирвинский. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказьи. «Изв. Дон. полит. и-та», вып. 1, 1914.
56. P. Tschirurvinsky. Petrographische Untersuchung eines Dolerits aus Achtala «Centr. f. Min» 1929.
57. Числиев. Артикский туф. «Труды инст. прикл. мин.», 1932.
58. Эрн. Геологическое исследование Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского у. Изд. Кавк. горного управления. Тифлис 1910.

Глава VII

ТИМАН, КАНИН И БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА

1. Тиман

Тиманский кряж проходит в северо-западном направлении от верховьев р. Вычегды к мысу Бармину в Баренцовом море. В основании отложений, слагающих Тиман, залегают метаморфические сланцы, выступающие по оси хребта. Они представлены серицитовыми, кварцево-серицитовыми, глинистыми и реже слюдяными сланцами с прослоями доломитов, в северной части прорванными интрузивными горными породами. Эти древние, сильно метаморфизованные осадочные отложения были согнуты в интенсивные складки, поставлены на голову, размыты и потом перекрыты слоями известняков верхнего силура, известных в южных и северных частях хребта. На верхнем силуре трансгрессивно лежат отложения девона, начиная с среднего отдела. К верхнему девону, по Чернышеву, приурочены излияния порфиритов севера Тимана, называемых некоторыми авторами базальтами, вследствие прекрасной их сохранности.

Интрузивная фаза древнее девона, но изверженные породы по новейшим данным метаморфизуют известняки верхнего силура. Вслед за отложением девона был перерыв в нижнем карбоне. Характерно, что пермские осадки по краям тиманской дислокации согнуты в складки.

Изверженные породы Тимана приурочены к северной части хребта (рис. 71). Они весьма разнообразны. Здесь развиты граниты, сиениты, нефелиновые сиениты, эссекситы и габбро. Жильные породы представлены гранит- и сиенит-порфирами, альбититами, а эффузивные — порфиритами (базальтами). Наиболее изучены они в районе Бармина мыса.

Граниты слагают ряд массивов, выступающих среди метаморфических сланцев, отчасти островами среди отложений бореальной трансгрессии. Они представлены среднезернистыми разностями, переходящими на краях в мелкозернистые с типичной гранитовой структурой. Они состоят из ортоклаза или микроклина (до 50%), плагиоклаза № 5—15 (до 20%), кварца (25%) и биотита (до 10%). Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом, а вторичные — серицитом, эпидотом, хлоритом и флюоритом.

Щелочные граниты встречены на северном Румяничном мысе и отличаются содержанием эгирин-авгита.

Нордмаркиты представлены редко и состоят из микропертита и роговой обманки, переходящей в биотит.

Описанные породы связаны тесными переходами с кварцевыми сиенитами и сиенитами. Последние часто выступают в виде жил и являются в виде сиенит-порфировой фации. Точно также присутствуют гранит-порфиры и аплиты.

В виде жил известны также и щелочные сиениты, отличающиеся присутствием щелочного амфибола.

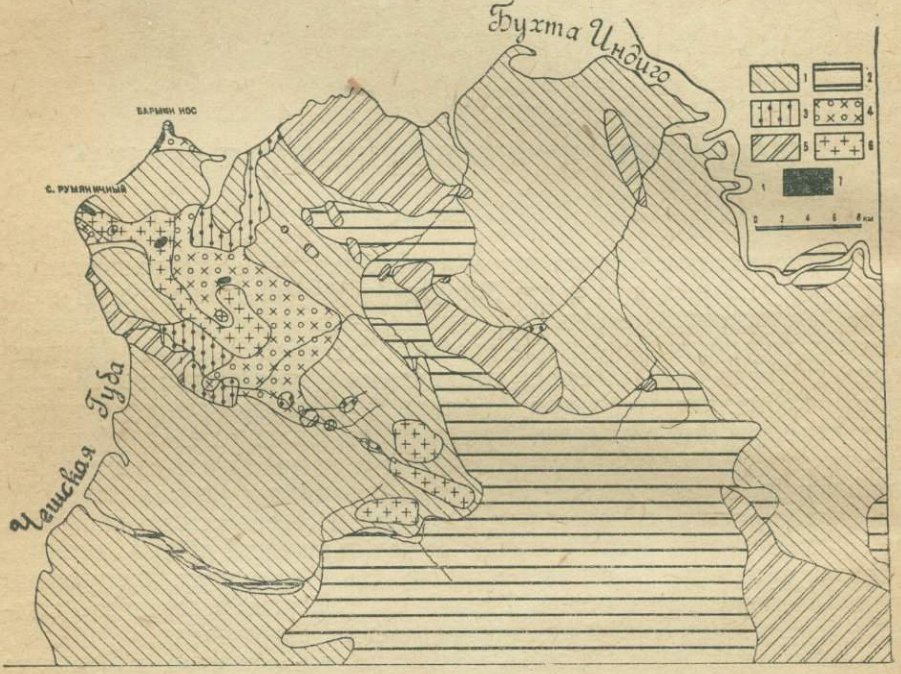


Рис. 71. Геологическая карта северного окончания Тимана (по Л. Д. Берсудскому).

1—четвертичные отложения; *2*—девон и карбон; *3*—силур; *4*—метаморфические сланцы; *5*—порфириты; *6*—граниты; *7*—место выхода нефелиновых сиенитов.

Альбититы развиты в виде жилы у ручья Румяничного и состоят из ортоклаза (12%), алигоклаз-альбита (84%), биотита, мусковита и второстепенного циркона.

Интерес представляет наличие нефелиновых сиенитов, образующих сеть жил и штоков среди сланцев Румяничного мыса. Это белые, серые или красные породы, состоящие из микроклин-микропертита двух генераций — альбита, нефелина, замещаемого мусковитом, натролитом, кальцитом и канкринитом. Темноцветные представлены эгирином и эгирин-авгитом, переходящим в гастингсит, и биотитом. Интересно отметить наличие граната; далее присутствуют: магнетит, титанит, апатит, флюорит и кальцит. Содержание нефелина колеблется от 28 до 32%, а меланократовых минералов — от 9 до 12%. В некоторых породах присутствует содалит.

Эссекситы были получены из коллекции Чернышева, и более поздние исследователи их не нашли.

Габбро-диабазы образуют пластовые дайки в сланцах Бармина Носа. Они представлены нормальными и кварцевыми разностями, то гипидиоморфной, то офитовой структуры. Состав плагиоклаза в них колеблется от № 57 до № 81; часто они зональны с указанным составом зон. Интересно отметить в некоторых из них наличие ортоклаза, достигающего 10%. Темноцветные представлены авгитом (20%) и биотитом. В кварцевых разностях наблюдаются микропегматитовые участки (до 15%).

Базальты представлены двумя разностями.

Анальцимовые базальты встречены только у мыса С. Румяничного, близ оз. Долгого, в зоне морского прилива. Они образуют пластовую дайку в сланцах около 80 *м* мощности. Плотная черная порода офитовой структуры состоит из лейст плагиоклаза № 75 и ксеноморфных зерен энстатит-авгита с $2V = +49°$. Зерна оливина перешли в агрегат вторичного хлорита (гуллит). Анальцим выполняет промежутки между другими минералами. Состав породы характеризуется цифрами: плагиоклаза 40%, пироксена 45%, оливина (хлорита) 7%, анальцима 5%, магнетита 3%.

Нормальные базальты (порфириты) пользуются обширным распространением на севере района. Они нередко обладают характерной столбчатой отдельностью. Это — то плотные, то пористые и миндалекаменные породы, черного и серого цветов, состоящие из плагиоклаза № 70, пироксена, магнетита, слабо расстеклованного стекла (палагонит) и хлорита. Структура интерсертальная, переходящая в офитовую. Часто присутствуют миндалины халцедона или прозрачного кальцита — исландского шпата, достигающего размеров до 20 *см*. Состав этих пород таков: плагиоклаз 30%, пироксен 50%, магнетит 3%, апатит 2% и палагонит 15%.

Для описанных пород имеются анализы.

Таблица 54

Химические анализы горных пород Тимана

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	42,38	3,06	23,10	2,49	7,68	0,28	0,75	12,78	2,48	2,95	0,36	1,53	0,31	100,15
2	48,35	0,50	17,88	—	11,55	0,14	6,53	10,82	1,72	0,62	0,71	1,60	0,76	101,18
3	48,41	0,46	16,45	5,71	4,20	0,12	9,85	11,54	1,60	0,32	1,42	0,43	—	100,51

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$
1	1,77	3,08	1,39	1 : 5
2	3,16	4,64	1,51	1 : 16
3	2,75	4,13	1,43	1 : 18

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	29,2	32,3	29,4	91,1	91,2	4,86	0,43	0,08	0,91
2	24,0	44,6	26,8	4,6	110,5	0,82	0,18	0,50	0,60
3	26,9	48,7	26,7	3,7	104,7	0,71	0,11	0,66	0,55

1. Авгитовый порфирит (жильный). 2. Базальт (Палагонитовый). 3. Анальцимовый базальт.

2. Полуостров Канин

Естественным продолжением тиманской дислокации является полуостров Канин. И здесь осевая часть хребта сложена метаморфическими сланцами, обнаруживающими переходы от мало метаморфизованных пород, сохранивших многочисленные признаки осадочных образований, до довольно сильно метаморфизованных типов. Здесь развиты филлиты, слюдяные, слюдяно-серицитовые сланцы, кварциты и гнейсы. В составе пород нередки гранаты. Гнейсы представлены биотитовыми и роговообманковыми разностями. Среди этих пород залегают д и а б а з ы. Последние известны на р. Мезгиной, на СЗ полуострова. Они состоят из лейст лабрадора, микролитов, пироксена и магнетита и стекла, перешедшего в хлорит. Структуру можно назвать интерсертальной, но развиты и офитовые разности.

В п о р ф и р и т а х структура носит гиалопилитовый тип. Вкрапленники плагиоклаза и авгита погружены в основную массу из плагиоклаза, пироксена, магнетита и стекла. Нередки миндалекаменные разности, пустоты которых заполнены хлоритом и кальцитом.

Таблица 55

Химические анализы горных пород полуострова Канина

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
48,55	1,40	14,69	2,92	9,60	0,47	5,88	10,68	2,40	0,56	2,41	0,11	99,67

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
20,5	45,9	27,1	6,5	115,2	2,56	0,13	0,46	0,60	IV	Нормально-габбровая

Местами, особенно в юго-восточном побережье, на о. Чайцыне, развиты мусковитовые граниты и пегматиты. Первые состоят из ортоклаза или микроклина, олигоклаза, кварца и мусковита. В последних также нередок мусковит. Химически охарактеризованы диабазы, имеющие базальтовидный характер. Они образуют жилы интрузивного типа, хотя и содержат стекло и по краям миндалины кварца и халцедона. Наблюдается и столбчатая отдельность. Они приурочены к силурийским и девонским осадкам на севере р. Песчанки. В их состав входят лейсты лабрадора и микролиты авгита. Оливин замещен серпентином.

3. Большеземельская тундра

Среди Большеземельской тундры, на р. Адзьве, находится гора Тальбей, сложенная черными базальтами. Породы местами плотные, местами пористые; в свежем состоянии поры выполнены кальцитом. Местами наблюдается столбчатая отдельность. Эти породы покрывают пермские отложения и по свежести являются типичными базальтами.

Среди пород наблюдается две разности, плотные и пузыристые, различающиеся друг от друга количеством стекла. В последнем погружены микровкрапленники и микролиты плагиоклаза и авгита. Первые образуют иногда лучистые скопления, но вообще не обнаруживают закономерного расположения. Состав вкрапленников плагиоклаза колеблется между № 43—70, микролитов — № 43—55. Авгит в микролитах образует еле видимые зернышки, а микровкрапленники дают скопления. Оливин играет подчиненную роль и сильно разложен с образованием хлоритового вещества. Стекло является бурым и почти не просвечивает от обилия дендритов магнетита. В более кристаллических разностях последние исчезают и заменяются зернами и кристалликами магнетита. В породах много вторичных продуктов типа палагонита. Химический анализ базальта, состоящего из 32% плагиоклаза, 20% пироксена, 47% стекла и 1% оливково-бурого вещества, дал следующие результаты:

Таблица 56

Химический анализ базальта Большеземельской тундры

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
51,60	0,70	14,89	4,32	9,50	6,09	6,77	2,78	1,39	2,20	100,24

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
22,0	50,8	18,2	9,0	129,3	1,35	0,25	0,45	0,36	III	Габбро-диоритовая

Главнейшая литература по петрографии

Тимана, Канина, Большеземельской тундры

1. О. О. Баклунд. Базальт из Большеземельской тундры. «Тр. Геол. муз. Ак. наук», IV, № 6, стр. 75—97, 1910.

2. Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец. К петрографии восточного побережья Чешской губы. «Изв. Ак. наук», № 12—14, стр. 967—997, 1927.

3. А. Карнинский. Замечания о горных породах Канинского хребта. Прил. к XVII т. «Зап. Ак. наук», № 11, 1891.

4. Б. К. Лихарев. Геологические исследования в Южном Тимане. «Труды ВГРО», № 150.

5. Ф. Чернышев. О геологическом строении Канинского полуострова. Прил. к XVII т. «Зап. Ак. наук», № 11, стр. 58—68, 1891.

6. Ф. Чернышев. Тиманские работы, произведенные в 1889 г. «Изв. Геол. ком.», IX, № 5, стр. 41—84, 1890.

7. А. Штукенберг. Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру. «Мат. геол. Рос.», VI, стр. 1—127, 1875.

8. Н. Н. Яковлев. Геологические исследования в Южном Тимане в 1894 и 1909 гг. «Изв. Геол. ком.», XXV, № 4, стр. 373—388, 1910.

Глава VIII

УРАЛ

1. Общие замечания

История развития Урала

История развития Урала еще в недалеком прошлом начиналась с отложений силура или нижнего девона. Наличие более древних образований считалось проблематическим, хотя еще Мурчисон и другие ранние исследователи относили некоторые свиты западного склона Урала к силурийскому возрасту, а Антиповым и Меглицким было установлено наличие кембрия на Южном Урале. В настоящее время считается установленным, что на Урале присутствуют и более древние, докембрийские образования. Они представлены свитой метаморфических сланцев Центрального хребта, лежащей ниже кембрийских отложений. В то отдаленное время, вероятно, в прибрежных условиях отлагались песчано-глинистые слои, метаморфизованные впоследствии в кристаллические сланцы. Процесс отложения этих сланцев иногда сопровождался излияниями из недр земли вулканических пород и накоплением обломочных вулканических продуктов, давших после метаморфизма амфиболитовые прослои. По некоторым данным как на севере, так и на юге Урала амфиболитовые прослои, и, следовательно, вулканическая деятельность были приурочены к верхним горизонтам докембрия. Среди отложений последнего были и перерывы. В Северном и Среднем Урале известны метаморфические крупногалечные конгломераты со слюдяно-кварцитовым цементом и гальками, представленными аналогичными, но более глубоко метаморфизованными кварцитами. Их метаморфизм происходил до отложения конгломератов, почему и намечается два цикла развития.

Древнейшие палеонтологически охарактеризованные слои западного склона Урала представлены кембрийскими известняками с археоциатидами на Южном Урале. Огромная свита зеленых филлитовых и глинистых сланцев также по соображениям стратиграфии относится к кембрию или нижнему силуру, так как она содержит вверху прослои кварцитовидных песчаников с остатками нижнесилурийских ортид, а в Сергинском районе О. Ф. Нейман и по Косьве—Ульмер констатировали в них прослои известняков с фауной нижнего силура.

На восточном склоне Урала эти образования с точностью неизвестны. Е. А. Кузнецов, исходя из чисто тектонических сообра-

жений, считает кварциты, слюдяные сланцы и гнейсы больших гранито-гнейсовых массивов эквивалентами свиты метаморфических сланцев Центрального хребта. В. С. Коптев-Дворников считает филлиты, зажатые в надвиговой поверхности вдоль восточного края свиты М. Южного Урала, аналогами кембро-силурийских филлитов окрестностей Белорецкого завода. Действительно, по тектоническому смыслу и по петрографическому облику эти образования имеют большую аналогию с соответствующими породами свиты метаморфических сланцев, кембрия и нижнего силура, но палеонтологических доказательств этому не имеется.

В истории этих древнейших времен надлежит отметить интрузивные явления. Мы можем об этом судить только по галькам гранитов, присутствующим в нижнесилурийских конгломератах. Граниты и гранит-порфиры среди них чрезвычайно распространены. Гальки их наблюдались в конгломератах кембрия или нижнего силура Е. А. Кузнецовым — на Пай-Хое; Л. Дюпарк нашел их в конгломератах, прилегающих к Троицкому месторождению Кизеловской дачи; Е. А. Кузнецов констатировал их присутствие в тех же конгломератах на Гороблагодатской железной дороге, до р. Межевой Утки; Б. В. Наливкиным они констатированы на Южном Урале, и только в одном случае можно указать источник этих галек: в Троицком месторождении гальки гранит-порфира, по Дюпарку, сходны с породами находящегося рядом массива.

Отложение свиты пород кембрия и нижнего силура сопровождалось вулканическими процессами. В верхних слоях зеленых филлитовых сланцев достигают большого развития туфы и туфиты, а часто появляются и древние лавы, представленные плотными диабазами или пузыристыми спилитами. Туфы и туфиты имеют часто фиолетовую или красную окраску вследствие обилия в них гематита. Вулканогенный материал примешивался часто и к конгломератам, окрашивая их цемент в вишнево-красный цвет.

В течение верхнего силура и девона история восточного и западного склонов Урала резко различна. В то время как на западном склоне Урала шли процессы отложения осадков, на восточном склоне наряду с тем происходили интенсивные вулканические процессы. Изверженные породы, относящиеся к верхнему силуру и девону, на восточном склоне играют главную роль. С ними переслаиваются более или менее значительные массы известняков, глинистых и кремнистых сланцев, туфов и туфитов.

Излияния лав в верхнем силуре носили андезитовый, андезито-базальтовый и базальтовый тип. Диабазы и диабазовые порфириты, спилиты, их туфы и туфиты — вот главные представители горных пород, образовавшихся в это время. Туфиты обладают обычно зеленым или красивым фиолетовым и вишнево-красным цветом. Повидимому, в конце верхнего силура или в нижнем девоне основные лавы сменились кислыми альбитофировыми излияниями и их туфами.

Нижний девон характеризуется также порфиритовыми и альбитофировыми лавами и их туфами. Петрографических различий они не дают, и их можно легко смешать с более древними порфиритами. В среднем девоне на восточном склоне происходили излияния порфиритовых лав. На Северном Урале в конце этого времени порфи-

ритовые излияния сменились порфировыми лавами. Последние прослежены до южных пределов Среднего Урала, в Южном же Урале они играют очень ограниченную роль. Порфириты и альбитофиры известны и в верхнем девоне. Вероятно, к этому времени относится и большая часть порфировых излияний Северного и Среднего Урала. Здесь их дайки прорезают отложения среднего девона, а у Верхней Туры перекрывают согнутые в синклинальную складку известняки того же возраста со *Stringocephalus Burtini* (De Franc) и вместе с ними смяты во вторичную антиклиналь, обнаруживая небольшую фазу складчатости на границе среднего и верхнего девона. В Южном Урале известен перерыв в отложении осадков между средним и верхним девоном, сопровождавшийся размывом первого. Отмечая аналогичное явление, описанное выше, мы можем считать большую часть ортофиров и их туфов относящимися к верхнему девону.

Вулканическая деятельность прекратилась на восточном склоне Урала, в нижнем карбоне. Здесь Либрович указывает основные базальтовые и кислые липаритовые излияния в основании отложений. Вслед затем Урал был залит водами морской трансгрессии, отложившей известняки визе. Более поздних эффузивных явлений на Урале неизвестно, но отложение осадков происходило вплоть до верхнего карбона.

Пермские отложения на Урале представлены песчаниками и конгломератами, глинистыми сланцами и известняками. В артинское время происходил сильный размыв Урала. Конгломераты и песчаники артинского яруса содержат гальки всех главнейших типов горных пород предшествующего времени. Никаких эффузивных вулканических явлений этого времени нам неизвестно.

В структуре Урала огромную роль играют интрузивные породы. Главная масса их вторглась в палеозое, но не одновременно, а в несколько фаз. Последние в настоящее время еще трудно точно наметить, но общая картина их более или менее ясна. Первыми, по данным В. С. Коптева-Дворникова, интрудировали перидотиты. Огромные перидотитовые массы вторглись в Южном Урале, вероятно, на границе среднего и верхнего девона. Вопрос о возрасте перидотитов Северного Урала неясен.

Вслед за вторжением перидотитов произошло вторжение габбровой магмы. Огромные массивы габбро Северного Урала не дают оснований для суждения об их возрасте. Нет оснований относить их к более позднему времени, чем на Южном Урале.

Относительный возраст остальных пород определяется на основании наблюдения геологических соотношений. Габбро всюду на Урале древнее плагио-гранитов. Плагио-граниты рассекают габбро дайками и включают их обломки. Точно также нормальные граниты обнаруживают более юный возраст сравнительно с плагио-гранитами и другими, более древними породами, являясь самыми молодыми из всего магматического комплекса. Если самостоятельные перидотитовые массивы являются более древними, сравнительно с габбро, то те перидотиты, которые связаны с большими интрузиями габбро, возбуждают сомнение в их возрасте. Согласно одних взглядов, они являются ранее застывшими, чем окружающее габбро, согласно других — более поздними интрузиями из еще рас-

плавленных недр магматических очагов в уже остывшую смятую периферию. Процесс интрузии этих, иногда очень сложных массивов лучше всего понятен, как единовременное вторжение уже дифференцированного на недосягаемой глубине очага, с постепенным охлаждением различных пород в одинаковых условиях и последующими повторными внедрениями в застывающую периферическую зону.

Если время интрузии габбро определяется между средним девоном и нижним карбоном, то время интрузии гранитов является значительно более поздним. Оно приурочено к наиболее интенсивной горообразующей фазе развития Урала (пермское время).

Мезозойские отложения представлены глинистыми сланцами, песчаниками, песками и конгломератами. Последние известны, например, в Алапаевском районе под названием «белики» и относятся к меловому периоду. Они замечательны тем, что к ним приурочены залежи мезозойских бокситов.

Третичные отложения представлены песчаниками, песками и опоками. Пологие, размытые склоны увалов, являющихся типичными формами рельефа на Урале, покрыты более или менее мощным плащом делювия, а обширные равнинные площади востока — слоем элювия различных пород. По долинам рек наблюдаются аллювиальные современные отложения. Последние обычно обладают незначительной мощностью. Вершины высоких увалов покрыты нередко россыпями скал, в благоприятных климатических условиях Среднего Урала, обычно погребенных под почвенным покровом. На севере же Урала к четвертичным отложениям присоединяются еще и ледниковые образования.

Тектоника Урала чрезвычайно сложна. Ранее на него смотрели, как на горный хребет, складки которого осложнены сбросами. А. Н. Заварицкий первый высказал мысль о том, что складчатость Урала осложнена надвигами. Позднее Г. Н. Фредерикс в ряде статей развил идею о покровной структуре Урала. Особенно интересна его идея об отсутствии Уфимского горста, объясняющая восточный изгиб складок в Среднем Урале поперечным поднятием района уфимского плато эпейрогеническими силами с обнажением из-под покровов пермского автохтона. Идеи о надвиговой структуре Урала развиты также и А. Д. Архангельским. Е. А. Кузнецов описал ряд тектонических зон, охватывающих восточный склон Урала. Эти зоны смятия, близкие по положению к вертикали (наклон до 60° к востоку), интересны, как носители колчеданных залежей. Одна из них, описанная совместно с Е. Е. Захаровым, прослежена далее Е. А. Кузнецовым и на западный склон, а по литературе — вплоть до верховьев Вишеры. Им же высказан взгляд на тектонику больших гранито-гнейсовых массивов, как на корни огромных антиклиналов, инъецированных магматическими массами, а зеленокаменные эффузивные полосы совместно с развитыми в них осадочными образованиями, — как насильно смятые синклинали.

Время дислокаций на Урале определялось различно. Ф. Н. Чернышев, полагал, что процессы шли все время, начиная с нижнего девона до пермского периода. Большинство исследователей считало максимальную эпоху складчатости между карбоном и пермью, на

границе артинского века. Однако, и пермские отложения также сильно смяты и часто поставлены на голову. Г. Н. Фредерикс полагает, что складчатость на Урале пережила две фазы, причем обе были в пермское время.

Столь разноречивые сведения объясняются, с одной стороны, чрезвычайной сложностью структуры Урала, плохою его обнаженностью и слабой изученностью до последнего времени. Мы видели, что следы тектонических фаз известны уже в докембрие. Следы огромной регрессии моря наблюдаются и в нижнем силуре (или в кембрие), где имеются вышеописанные конгломераты с гальками нижележащих пород и гранитов. Следы размыва имеются, как отмечалось, на границе среднего и верхнего девона, а также в основании карбона восточного склона. Необходимо отметить, что и мезозойские отложения также местами смяты в складки. Третичные слои лежат горизонтально.

С интрузией гранитов тесно связаны на Урале и щелочные породы. Область их типичного развития приурочена к Среднему Уралу и расположена, начиная от севера Каслинской дачи до города Миаса. Узкая полоса их представляет мощную интрузию с пережимами и ряд пластовых даек миаскитов, окруженных каймами щелочных сиенитов и гранитов. Большая часть этих пород гнейсовидна и залегает согласно с вмещающими их гранито-гнейсами. Время их интрузии большинством исследователей определяется как более позднее, непосредственно следовавшее за интрузией гранитов. Однако, достаточно твердых данных в пользу этого не имеется.

Щелочные породы стали известны в последнее время в Бердяуше на Южном Урале, где они развиты также в связи с последевонскими гранитами (рапакиви). Щелочность вообще свойственна части молодых гранитов Урала. На Южном Урале многие из их мелких массивов, повидимому, под влиянием реакции магмы с кровлей, приобрели щелочность и обнаруживают переходы в сиениты, также с щелочным характером. Сиенитовые массивы гор Высокой и Благодати на Среднем Урале также обнаруживают часто щелочность. В таких породах появляется альбит и авгит, а иногда и типичный щелочной пироксен. Так, в массиве у горы Сугомак в гранитах появляется эгирин-авгит. Ряд даек аплитов и гранит-порфиров, залегающих в змеевиках Среднего Урала, принимает резко выраженный щелочной характер с развитием в них эгиринового пироксена, а на горе Лиственной, в Каслинской даче и в Нязепетровской даче, такие дайки содержат нефели (Белянкин). Эти породы тесно связаны с гранитами, и интрузия их происходила одновременно или вслед за ними.

Метаморфизм Урала

Несколько фаз горообразования и многочисленные интрузии глубинных пород не могли не сказаться на том субстрате, который вмещал эти породы и который подвергался действию горообразующих сил. Горные породы Урала обнаруживают сильный метаморфизм как в составе, так и в структуре. Можно выделить все главнейшие типы метаморфизма на Урале. По интенсивности можно наметить ряд зон.

1. Западный склон Урала в молодом палеозое, начиная с верхнего силура, обнаруживает слабую степень изменения горных пород. Глинистые сланцы носят нормальный характер и только локально претерпевают изменения в филлитово-глинистые разности и, реже, в типичные филлиты и роговики. Последнее свойственно сланцам, вступающим в контакт с диабазовыми дайками. Юные пермские сланцы по степени их изменения резко отличаются от более древних, нижнедевонских или верхнесилурийских. Гораздо глубже метаморфизм древнего палеозоя, нижнего силура и кембрия. Их зеленые и пестрые глинистые толщи обычно превращены в филлиты и филлитово-слюдяные сланцы. Песчаники, большая часть которых, начиная с карбона, имеет уже кварцитовидный характер, здесь иногда превращены уже в типичные кварциты или кварцитовые сланцы с исчезновением всяких следов цемента. Известняки обычно лишены фауны, часто мраморовидны, плотны и сланцеваты, а иногда в зонах скольжения и раздавливания содержат мусковит.

2. Вслед за палеозоем на восток расположена зона метаморфических сланцев Центрального хребта. Ее можно проследить от крайнего севера до юга Урала. Она сложена кварцитами, кварцитовыми конгломератами, слюдяными сланцами, амфиболитами и хлоритовыми сланцами. Степень их метаморфизма различна, в зависимости от наличия или отсутствия изверженных пород. На Северном Урале они иногда близки по изменению к филлитовой зоне и всегда обнаруживают признаки верхней зоны метаморфизма. В них можно найти следы двух фаз изменения. Кварцитовые конгломераты, состоящие главным образом из галек кварцитов и кварцитового цемента, являются яркими свидетелями этого факта. В Среднем Урале, против Уфимского плато, и в прилегающем Южном Урале степень изменения соответствует средней зоне метаморфизма. Это обусловлено огромными интрузиями гранитного материала, расщепившими сланцы наподобие листов книги и занявшими значительные промежуточные пространства. Нагретые до высокой температуры эти сланцы претерпели гораздо более глубокие изменения.

3. Лежащая восточнее зона зеленокаменных пород содержит весьма разнообразные образования, преимущественно вулканогенного эффузивного характера со значительным количеством интрузий, иногда очень крупных размеров, и с большей или меньшей примесью осадочных пород. Степень их изменения соответствует верхней зоне метаморфизма, что обусловлено синклинальным характером этой полосы.

4. К востоку от зеленокаменной полосы располагается часть Урала, представленная рядом огромных гранитных и гранитогнейсовых полей, между которыми проходят полосы эффузивных, осадочных и основных интрузивных пород. При ближайшем изучении среди этих гранитных полей встречаются многочисленные включения сильно метаморфизованных пород кровли. Все эти поля носят антиклинальный характер, и степень метаморфизма в них соответствует средней, а местами даже и глубокой зоне изменения. Наиболее интенсивно изменены породы Каслинско-Ильменского района. В них часто появляются породы глубокой зоны, и это свидетельствует о том, что в этой полосе мы имеем представителей самых глубоких недр Урала. Между отдельными антиклинальными зонами

с гранитами и гранито-гнейсами расположены полосы осадочных и более древних изверженных пород, степень изменения которых соответствует верхней зоне метаморфизма.

Региональный метаморфизм, обусловленный глубиной залегания и сильной инъекцией магматическим материалом, осложняется часто локальным метаморфизмом. Последний особенно резко выражен в контактовых изменениях около отдельных массивов изверженных пород. Типичным проявлением их служат примеры гор Высокой, Благодати, месторождений Богословского округа, горы Магнитной и других мест.

Явления динамометаморфизма, кроме образования складок, распространены чрезвычайно широко. Они сказываются в образовании кливажа, в сплоенных глинистых сланцах, иногда имеющего поперечный характер. Кристаллизационная сланцеватость является характерной почти для всех кристаллических сланцев. Гораздо реже происходит образование милонитов и какиритов. Первые известны в Ильменском комплексе в зонах смятия, закручивания и надвигов. Какириты наблюдаются редко, но наилучшим их выражением являются некоторые участки Дегтярского месторождения колчеданов, где они при прикосновении молотка рассыпаются от одного зеркала скольжения до другого. В зонах смятия породы нередко тонко рассланцованы, и типичные показатели колчеданных месторождений — зоны серицитизации и хлоритизации — являются свидетелями тектонических смещений. В них нередко видны следы наличия брекчий трения, смятых и метаморфизованных в сланцы. Только крупные отторженцы порфиритов, включенные в эти сланцы, сохранили свой массивный характер (Левиха, Карпушиха).

Для удобства описания отдельных районов Урала мы воспользуемся общепринятым его делением на: Полярный, Северный, Средний и Южный Урал. Границы между отдельными частями будут следующие: полярный круг служит южным пределом Полярного Урала; Северный Урал охватывает более южные области до 60° с. ш., приблизительно до Богословского округа; южной границей Среднего Урала служит Самаро-Златоуст-Челябинская ж. д.; к югу от последней расположен Южный Урал.

2. Полярный и Северный Урал

Исследования Полярного и Северного Урала дали ряд значительных работ. Разделение его на зоны с запада на восток является типичным, однако, не все зоны являются обнаженными. Если возьмем Полярный и примыкающие к нему части Северного Урала, то мы почти не найдем пород восточного пояса. Нет больших гранитных и гнейсовых полей. Самой восточной зоной является полоса зеленокаменных пород, но и она обнажена не вся. Восточная ее часть в значительной степени скрыта под покровом третичных и четвертичных отложений. Зона больших основных интрузий представлена хорошо. Здесь нужно отметить большие перидотитовые и габбровые массивы. Начиная с юга, мы имеем массивы Кумбы и Золотого Камня, далее: массив Денежкина Камня, массив в верховьях Вишеры, Сыньинско-Войкарский массив и Рай-Из. С запада к ним прилегает зона метаморфических сланцев и еще западнее

следует древний метаморфический палеозой и молодые палеозойские породы, начиная от известняков и доломитов верхнего силура и до пермских отложений.

Степень петрографической изученности этих зон различна. Наиболее детальные исследования коснулись глубинных массивов габбро-перидотитовых пород, как интересных с точки зрения возможной их платиноносности. Хорошо изучены прилегающие к ним кристаллические сланцы. Менее всего освещены зеленокаменные породы.

Тектоника этих районов совершенно неизвестна. Исследования носили более или менее общий, схематический характер или детально освещали только отдельные, практически интересные участки. Можно отметить в южной части, по широте 60°, лучшую изученность зеленокаменной полосы, особенно в последнее время (работы Е. П. Молдаванцева). Здесь намечается разделение зеленокаменной полосы на две синклинали, разделенных антиклиналью, осложненной небольшими разрывами и надвигами. На миллионной карте Урала видно, что западная граница метаморфических сланцев лежит ненормально на палеозойских отложениях. Здесь, повидимому, разыгрались надвиговые явления, а может быть имеются и покровные структуры.

Кристаллические сланцы

Кристаллические сланцы Полярного Урала хорошо охарактеризованы в работе О. О. Баклунда. Здесь, в области рек Ханема и Харава развиты две толщи сланцев. Одна из них носит следы осадочного генезиса. Здесь развиты кварцитовые гнейсы (лептиты), переходящие постепенно в двуслюдяные альбитовые гнейсы, с линзами эпидот-альбитового гнейса. Последние породы произошли, по мнению О. О. Баклунда, из глинистых осадков конкреционного характера. Дальнейший переход в чисто глинистые образования после метаморфизма дал гранатовые гнейсы. С ними связаны также и породы, бывшие вначале, вероятно, мергелями то доломитовыми, то железистыми или песчанистыми, то известковистыми. В зависимости от их первоначального состава они дали роговообманково-гранатовые гнейсы, альбитовые амфиболиты, отчасти с гранатом, эпидотовые амфиболиты, хлорит-альбитовые амфиболиты, гранатовые амфиболиты. Песчанистые разности дали хлорит-альбитовые гнейсы. Вся свита сложена в складки. Наблюдается резкая сланцеватость иногда в двух направлениях, свидетельствующих о двух фазах метаморфизма. Изредка видны и следы первоначальной слоистости.

Успевшие отвердеть осадки были инъецированы магмой состава кварцевых диоритов. Инъецированные кварциты содержат параллельные прожилки изверженного материала, переходя в кварцитовые гнейсы. Вслед за инъекцией породы были сплоены в складки, выкатаны, после чего в метаморфизованную толщу вторглись лампрофировые жилы (метабазиты), в которых метаморфизм вызвал только одно направление сланцеватости. В этих метабазитах сохранились реликтовые минералы, что также свидетельствует о их меньшей метаморфизации и более молодом возрасте. Метаморфизм но-

Таблица 57

Химические анализы кристаллических сланцев Полярного Урала

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	P_2O_5	S	Сумма
1	79,38	0,49	10,61	1,91	1,68	0,04	0,95	1,50	0,04	1,98	0,55	1,03	0,04	—	0,08	0,07	100,35
2	56,24	0,82	19,05	5,41	5,23	0,20	2,99	2,07	0,01	1,88	3,34	3,00		0,29	0,11	0,019	100,66
3	43,83	1,97	12,66	13,16	9,75	0,21	6,02	8,36	—	2,07	0,40	1,38	0,05	Следы	0,04	0,08	99,98
4	52,07	1,40	17,46	7,49	3,24	0,15	4,95	9,04	0,02	2,83	0,19	1,07		0,46	0,06	0,038	100,47
5	60,97	1,46	10,35	2,23	7,07	0,19	5,14	3,32	—	3,19	0,59	2,39	0,36	0,95	1,12	0,38	99,71
6	68,44	0,40	15,82	1,83	2,12	0,11	1,30	2,95	0,01	4,86	1,21	1,25		0,28	0,10	0,036	100,716
7	52,11	1,95	13,34	5,19	9,82	0,15	6,45	6,43	0,01	2,98	0,50	1,63		0,19	0,045	0,06	100,855
8	49,92	1,68	15,13	4,14	10,00	0,06	5,65	7,44	—	3,84	0,52	1,59	0,04	—	Следы	—	100,01
9	50,36	1,18	16,90	2,22	7,63	0,12	3,96	7,40	—	4,28	1,22	3,65	0,09	—	0,40	—	99,41
10	61,85	0,76	17,32	1,53	3,31	0,06	2,31	4,63	—	4,19	2,64	1,55		—	—	—	100,15
11	75,56	Следы	13,49	0,27	0,56	0,01	0,13	0,69	—	3,80	5,52	0,27	—	—	0,05	—	100,35
12	71,16	0,06	14,17	0,97	1,06	0,03	1,07	1,95	—	4,26	4,61	0,52	0,05	—	—	—	99,91

1. Кварцевый мезогнейс. 2. Гранатовый мезогнейс. 3. Гранатовый амфиболит. 4. Альбитовый амфиболит. 5. Хлорит-альбитовый гнейс. 6. Эпидот-альбитовый гнейс. 7. Альбитовый амфиболит. 8. Альбитовый амфиболит. 9. Хлорит-альбитовый амфиболит. 10. Хлорит-альбитовый гнейс. 11. Аплитовый гнейс. 12. Эпидотовый гранитогнейс.

сил региональный характер. Все перечисленные породы в целом претерпели изменения, свойственные верхней зоне метаморфизма. Их типичными минералами являются: альбит вместе с эпидотом и хлоритом. Амфибол в амфиболитах почти всегда носит следы щелочности, приобретая голубые оттенки плеохроизма (признак глаукофановой молекулы в составе амфибола). Однако, в породах имеются реликты прежнего, более глубокого положения. Они сказываются в наличии амфибола и граната. Мы встречаем также наличие двух плагиоклазов: альбита (5%) и альбит-олигоклаза (16%) и даже олигоклаза (22—24% An). Нередко присутствует обратная зональность с кислым ядром и более основной каймой. Породы пережили вначале стадию мезозоны, но потом в течение истории развития прошли стадию эпиметаморфизма. Следами первоначальных минералов в метаморфических изверженных породах являются остатки основных плагиоклазов в метабазитах.

О. О. Баклунд дал прекрасную химическую характеристику этих пород, анализы которых представлены в табл. 57 (№ 1—7). Их коэфициенты, по Ниггли, приведены на табл. 58 (1—7). Несмотря на то, что последние 5 анализов попадают в эруптивное поле, О. О. Баклунд, исходя из геологических наблюдений, отмечает их осадочное происхождение и тем подчеркивает невозможность химического различения генезиса таких пород. В поле они тесно связаны с первой группой ясно осадочных сланцев. Он не считает нужным принимать возможность смешанного генезиса этих пород и принимает их за мергелистые осадки, сходные по составу с этими сланцами. И действительно, некоторые из сланцев, попадающих в эруптивное поле, по главным коэфициентам не находят аналогов среди изверженных пород, подчеркивая тем их осадочное или смешанное происхождение. Последнее мы отрицать не можем.

А. Н. Заварицкий дает характеристику изученных им сланцев Рай-Иза. Для них общей чертой является ассоциация альбита, хлорита, голубоватой роговой обманки, эпидота, мусковита и карбоната. Реже появляется гранат и еще реже микроклин. Эти ассоциации, как мы видим, являются тождественными описанным О. О. Баклундом и свойственны эпизоне, с переходом в ассоциации мезозоны.

К северу и востоку от Рай-Иза развиты по р. Соби амфиболиты и гнейсы. К северу и западу от него распространены зеленые сланцы. А. Н. Заварицкий отмечает среди них реликты первичной структуры изверженных пород. Главным цветным компонентом является роговая обманка, часто хлорит. Они ассоциируются с альбитом и эпидотом и образуют альбитовые и эпидотовые амфиболиты, хлоритово-роговообманковые альбитовые гнейсы, мусковит-альбитовые гнейсы, аплитовидные гнейсы, эгирин-биотитовые гнейсы и эпидозиты. Как и следует из наличия признаков изверженных пород (реликтовая порфировая структура), химический состав их соответствует этому. Амфиболиты относятся к эруптивному полю (табл. 57 и 58, № 8—12), к габбро-диоритовым магмам, а гнейсы — к кварц-диоритовым, аплит-гранитовым и иоземитовым магмам гранитной серии пород.

Таблица 58

Характеристика кристаллических сланцев Полярного Урала, по системе Ниггли

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Тетраэдрическое сечение
1	43,21	29,78	11,26	15,75	549,7	2,53	0,16	0,33	0,38	III сечение. Песчано-глинистые осадки
2	36,80	42,92	7,32	12,96	185,3	2,03	0,54	0,34	0,17	II „ То же
3	16,54	58,55	19,90	5,01	97,4	3,28	0,11	0,34	0,34	III „ Нормально-габбровая магма
4	26,53	41,04	25,04	7,39	134,5	2,71	0,04	0,47	0,61	IV „ Габбро - диоритовая магма
5	21,30	54,00	12,60	12,10	213,2	3,82	0,11	0,50	0,23	II „ Эруптивное поле. Коэфициенты не подходят
6	39,13	24,42	13,39	23,06	352,3	1,26	0,14	0,44	0,55	IV „ Нормально-гранитная магма с повышенным *si*
7	19,71	54,94	17,30	8,05	130,8	3,68	0,10	0,44	0,32	III „ —
8	21,77	48,83	19,51	9,89	142,4	3,09	0,08	0,43	0,40	III „ Габбро - диоритовые магмы
9	26,97	38,18	21,50	13,35	136,6	2,39	0,16	0,42	0,56	IV „ То же
10	35,98	26,21	17,53	20,28	218,4	2,01	0,29	0,47	0,67	IV/V „ Кварц - диоритовые магмы
11	47,40	5,20	4,40	43,00	451,2	0,00	0,49	0,22	0,85	V „ Аплит - гранитовые магмы
12	40,20	15,64	10,07	34,09	343,0	0,23	0,42	0,49	0,64	IV „ Иоземитовые магмы

Структура этих пород, тесно связанных друг с другом—гранобластическая, причем часто в них имеются порфиробластические выделения зерен роговой обманки или альбита. Изредка наблюдаются пойкилобластические прорастания минералов. Для аплитовидных гнейсов характерна гранулитовая структура основной массы.

Более южные области Чердынского Урала были подвергнуты исследованию Л. Дюпарком. Эта гористая область с хребтами: Острый, Чердынский Камень и др. сложена палеозойскими отложениями и свитою метаморфических сланцев. Последние представлены кварцитами и кварцитовыми конгломератами, переслаивающимися со сланцами изверженного происхождения. Кварцитовые конгломераты с крупными гальками кварца развиты на Остром и Чердынском камнях. Цемент их сложен зернами кварца и листочками серицита.

С кварцитами переслаиваются более тонкозернистые кварцитовые сланцы, альбит-хлоритовые гнейсы и амфиболиты. Последние представлены альбит-эпидотовыми разностями. В их состав входят: альбит, эпидот и роговая обманка. Последняя представлена обычно светлозеленой или бесцветной разностью игольчатой формы. Иногда наблюдаются листочки красно-коричневого биотита. Обычно вместо

него развит зеленый пеннин. Нередки также зерна кальцита. Из второстепенных минералов отмечены лейкоксен, гематит и октаэдры магнетита. Структура пород обычно гранобластическая, гомеобластическая, реже габброидная. Сланцеватость выражена резко. Игольчатые зерна амфибола вытянуты по сланцеватости. Породы являются метаморфизованными диабазами и основными эффузивными, отчасти гипабиссальными породами. На восточном склоне Урала, по р. Б. Сосьве, Л. Дюпарк встретил глаукофановые альбит-эпидотовые сланцы с порфиробластами глаукофана и нематобластической основной массой из альбита, глаукофана и хлорита с примесью магнетита. Альбит-хлоритовые сланцы и серицит-альбитовые гнейсы тесно связаны друг с другом и с кварцево-серицитовыми сланцами. Их генезис смешанный. Встречаются разности, сходные с метаморфизованными кварц-порфирами, но большая часть содержит признаки осадочного происхождения. Вероятно, это песчано-глинистые отложения с примесью туфогенного материала. Характерно обилие в этих породах кислого ряда призмочек зеленого турмалина и рутила. Встречается также и титанит.

Л. Дюпарк дает химическую характеристику описанных сланцев (табл. 59). Из нее следует, что амфиболиты попадают в поле габбровых и габбро-диоритовых магм. Часть кварцитов и гнейсов попадает в поле осадочных остаточных пород, тогда как другая часть, попадая в эруптивное поле, обладает сочетанием коэфициентов, не свойственным ни одной изверженной породе, обнаруживая тем принадлежность к метаморфизованным осадкам.

Сравнивая эти породы с описанными ранее, по данным О. О. Баклунда, мы видим их большое сходство. Условия метаморфизма дальнего севера не отличались от условий в более южных частях Северного Урала. Литологические ассоциации в свите М по всему хребту были одинаковы. Процессы отложения осадков чередовались с вулканогенными явлениями, выражавшимися в образовании вулканических лав и их туфов. Вся свита была подвергнута одинаковым условиям метаморфизма сначала в средней, а потом в верхней зоне.

Область, лежащая западнее свиты М, сложена филлитами и филлитово-глинистыми сланцами. Сведения об их петрографии в этом районе очень скудны. Зеленая и фиолетовая окраска этих пород свидетельствует о туфогенном их характере. По возрасту же они относятся к нижнему силуру и, вероятно, кембрию.

Зеленокаменная полоса, лежащая восточнее свиты метаморфических сланцев, петрографически слабо охарактеризована. Главнейший материал по ее петрографии касается более южных частей Урала. Поэтому мы только вкратце охарактеризуем ее состав. Согласно исследованиям Е. П. Молдаванцева, Ходалевича, В. М. Сергиевского и других, эффузивная магматическая деятельность происходила здесь в верхнем силуре. Что было ранее в этой области, нам неизвестно. В верхнем силуре первые излияния носили, повидимому, андезито-базальтовый тип. Вскоре вместе с базальтовым очагом обособился и кислый бассейн, извергавший в конце верхнего силура альбитофировые лавы с их туфовыми накоплениями. В нижнем девоне повторилась картина излияний. В среднем девоне продолжали изливаться порфириты, завершив-

Таблица 5

Химические анализы кристаллических сланцев Северного Урала

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	50,82	1,06	15,89	2,90	7,04	6,74	7,90	4,28	0,60	2,50	99,73
2	48,29	1,30	12,71	3,37	11,16	7,13	9,51	3,33	0,64	3,55	100,99
3	48,00	2,18	13,31	6,50	8,19	6,60	8,07	5,00	0,29	3,61	101,75
4	52,58	2,05	13,33	4,81	10,25	6,28	5,61	3,46	0,54	3,73	102,64
5	45,90	1,93	14,67	4,47	8,97	8,03	9,51	2,74	0,20	4,26	100,68
6	48,44	0,97	15,27	4,12	8,74	7,46	9,74	4,43	0,53	2,80	102,50
7	43,78	3,03	15,58	2,99	10,98	8,49	5,84	3,22	1,16	5,94	101,01
8	47,57	2,00	12,75	1,58	10,95	9,70	7,77	2,74	0,70	3,40	99,16
9	49,52	2,83	14,23	5,04	7,23	5,02	6,05	5,28	0,85	3,30	99,35
10	52,92	2,98	14,40	5,77	7,67	3,23	4,42	3,64	2,23	3,34	100,60
11	65,69	0,95	16,23	2,90	2,74	1,88	0,55	2,43	4,09	2,97	100,43
12	71,09	0,52	12,21	2,29	2,57	1,60	1,78	0,68	3,64	3,29	99,67
13	71,20	0,47	11,24	2,05	2,63	2,98	1,53	1,51	3,13	3,28	100,02
14	90,13	0,25	4,27	0,87	0,22	0,34	0,79	1,44	1,21	0,82	100,34
15	84,01	0,54	6,30	0,37	2,95	1,12	1,24	1,66	0,68	1,30	100,17
16	77,45	0,88	10,72	1,84	3,71	1,26	0,16	0,92	1,83	2,71	101,28
17	85,24	0,63	5,27	0,37	2,70	1,18	1,36	1,11	0,92	2,66	101,44

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	23,0	45,0	20,8	11,2	124,9	2,00	0,10	0,55	0,46	IV	Габбро-диоритовые магмы
2	17,1	51,3	23,3	8,3	110,1	2,19	0,11	0,50	0,50	IV	Габброидные магмы
3	18,1	50,2	20,0	11,7	111,4	3,76	0,04	0,46	0,40	III	» »
4	20,1	55,1	15,4	9,5	134,4	4,00	0,10	0,44	0,28	III	» »
5	19,3	51,7	22,8	6,2	102,5	3,22	0,04	0,52	0,44	IV	» »
6	19,4	46,5	23,0	11,1	104,4	1,55	0,07	0,52	0,49	IV	» »
7	20,0	52,2	18,7	9,1	95,3	5,00	0,17	0,53	0,36	III	» »
8	17,1	56,8	19,0	7,1	108,5	3,42	0,15	0,59	0,33	III	» »
9	22,1	45,9	17,1	14,9	125,0	5,52	0,10	0,44	0,37	III	» »
10	25,0	46,0	14,1	14,9	160,0	6,56	0,29	0,31	0,31	III	Габбро-диоритовые магмы
11	42,8	32,3	2,7	22,2	292,8	3,21	0,52	0,39	0,08	I	Глинистые осадки
12	39,2	34,1	10,4	16,3	387,1	2,29	0,78	0,40	0,31	III	» »
13	33,1	41,6	8,1	17,2	357,2	1,80	0,58	0,55	0,20	II	» »
14	36,8	19,3	12,3	31,6	1316,0	2,40	0,36	0,41	0,66	IV	» »
15	32,5	38,2	11,5	17,8	734,0	3,67	0,21	0,40	0,30	III	» »
16	42,3	42,3	1,2	14,2	520,1	4,43	0,58	0,30	0,03	I	» »
17	29,3	40,8	13,8	16,1	815,8	4,60	0,36	0,41	0,34	III	» »

1—6. Амфиболиты. 7—9. Альбито-хлоритовые сланцы. 10. Глаукофано-альбитовый сланец. 11. Серицитовый гнейс. 12. Серицитовый сланец. 13. То же. 14—17. Кварциты.

шиеся излиянием ортофиров и кератофиров. Эти эффузивные породы переслаиваются с осадочными образованиями соответственного возраста, представленными преимущественно известняками, но

также глинистыми сланцами и туфитами, кремнистыми сланцами и яшмами. Эти осадочные образования занимают в Северном Урале огромные площади, вследствие чего этот район, богатый естественными разрезами по рекам, удобен для установления стратиграфических и тектонических отношений в Северном Урале. Толща сложена в складки, осложненные разрывами. Намечаются две синклинали, разделенные антиклиналью.

Интрузивные породы

В описываемом районе широко распространены разнообразные интрузивные породы. Главнейшее место принадлежит огромным массивам габбро и перидотитов и связанных с ними пород, но кроме них, среди свиты метаморфических сланцев и древнего палеозоя широко развиты мелкие интрузивные залежи диабазов и гранитов.

Большие интрузии основных пород начинаются на севере горы Рай-Иза и продолжаются к югу с перерывами через Сынья-Войкарский массив, гору Чистоп к Денежкину и Золотому камням. Все они расположены или по границе между метаморфическими сланцами и зеленокаменной полосой, или же на западном краю в последней. Ряд крупных монографий посвящен этим породам вследствие того, что они являются носителями платины.

Перидотитовый массив Рай-Из. Перидотитовому массиву Рай-Из посвящена большая монография А. Н. Заварицкого. Согласно его данным, массив обладает в контактах согласным залеганием с вмещающими его сланцами и кажется инъектированным в их толщу с нарушением залегания сланцев, уклоняющихся около массива от нормального простирания. Массив имеет серповидную форму, причем с выпуклой северной стороны к нему прилегают сланцы свиты М, а с внутренней, южной, — габбро-амфиболиты (рис. 72). Характерно, что сланцеватость последних увеличивается к западу, к контакту с перидотитами. В последнем амфиболиты представлены тонкозернистыми разностями, а иногда, повидимому, между ними и перидотитами проходят жилы роговообманкового диабаза. Падение сланцев западного и северного контактов, направленное под массив, пологое 37—40°, тогда как габбро-амфиболиты на р. Медвежьей, с восточного контакта, падают на юг под углом 60° и более. На юг от Рай-Иза эти габбро-амфиболиты переходят в габбро и далее — в гранодиориты. Внутри массива установлены следующие структуры:

1) На общем фоне перидотита, образованного оливином с небольшой примесью ромбического пироксена, проходят параллельные полосы дунитового характера, иногда имеющие характер жилок, размерами в несколько сантиметров. Имеется одна постоянная система полос дунита, мощностью от 1 *см* до нескольких метров. Границы их не всегда резки. С полосчатостью совпадает и слоистость вмещающего перидотита. Ряд других прожилков имеет случайное направление и нередко сбрасывает полосчатость и загибом полос по направлению смещения. Полосы дунита часто содержат шлиры хромита, концентрирующиеся в центральных частях по оси жил.

2) Кристаллы пироксена располагаются полосами параллельно очертаниям массива. С ними совпадают и главные трещины отдель-

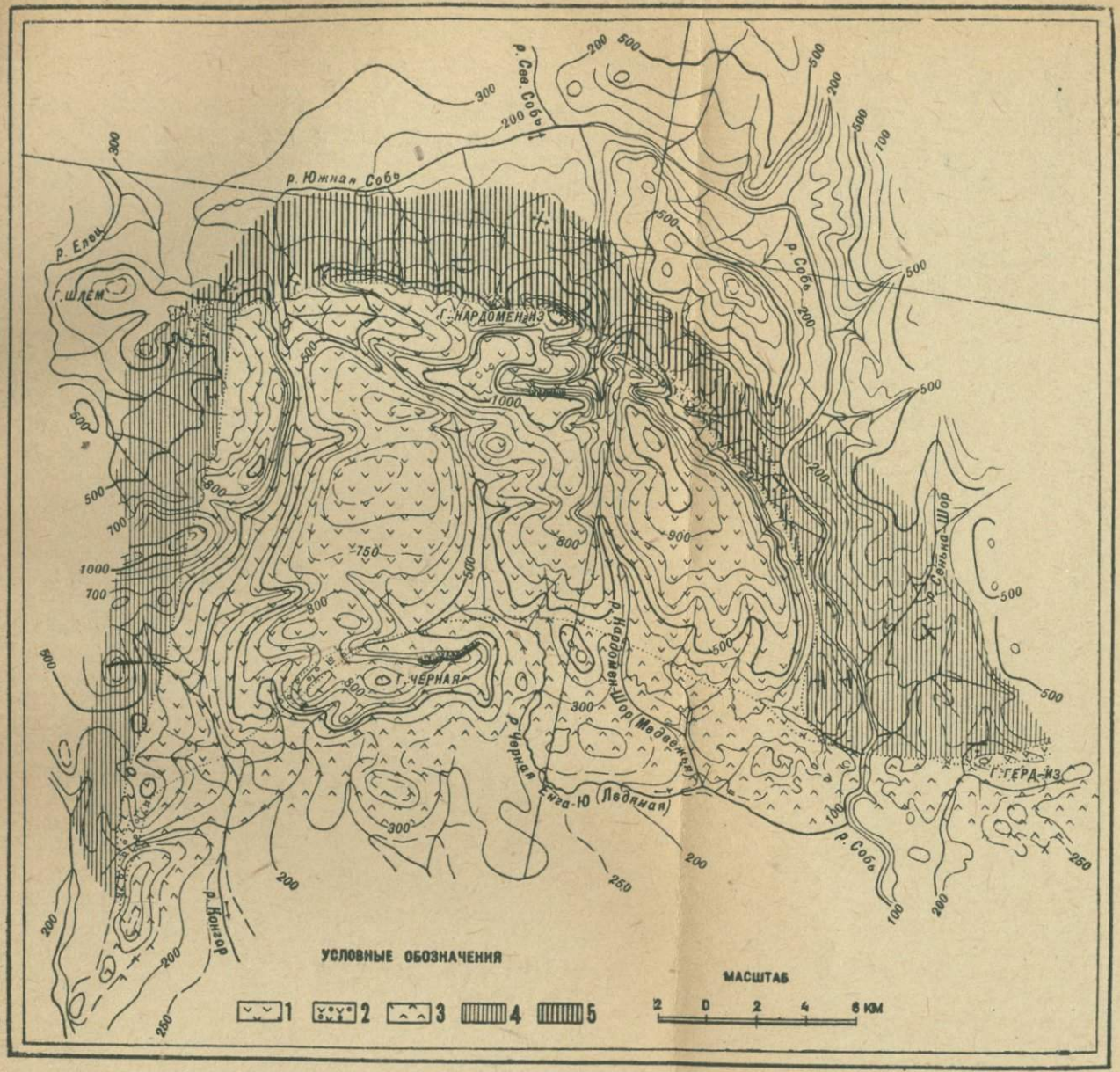


Рис. 72. Геологическая карта массива Рай-Из на Полярном Урале.

1—перидотиты и змеевики; *2*—пироксениты и верлиты; *3*—габбро и амфиболиты; *4*—кристаллические сланцы; *5*—осадочные породы.

Зак. 1010. Петрографические провинции СССР.

ности массива, иногда настолько частые, что порода приобретает сланцеватый вид. Иногда наблюдаются более серпентинизированные полосы. Полосчатость наблюдается внутри массива, сохраняя крутое южное или юго-восточное падение. В ущелье Конгора наблюдалась полоса пироксенита, иногда с полевым шпатом, имеющая ширину до нескольких десятков метров и параллельная общей полосчатости.

Массив прорезан жильной серией, представленной: 1) вышеописанными дунитами, 2) пироксенитами и горнблендитами, 3) габбро- и диорит-пигматитами и габбро, 4) плагиоклазитами и 5) роговообманковым диабазом. Жилки горнблендитов очень тонки, от нескольких миллиметров до 10 *см*, прямолинейны и следуют чаще диагональной по отношению к слоистости отдельности. Габбро-пегматиты и габбро образуют более значительные жилы и распространены преимущественно у южной окраины массива, следуя главной отдельности. Альбититы и олигоклазиты развиты редко. Роговообманковые диабазы также редки.

Серпентинизация приурочена к контактовым зонам, особенно к северной границе массива. Иногда наблюдается образование тремолита на месте ромбического пироксена. К серпентиновым участкам приурочены скопления хромита, образовавшиеся при процессе серпентинизации и отличающиеся компактным, крупнозернистым, а иногда овоидным строением. На Белой горе у р. Конгора наблюдалась оригинальная порода, состоящая из крупнолучистых агрегатов энстатита с небольшой примесью магнезита (сагвандит). Из метаморфических продуктов упоминаются также прожилки хлоритовых пород. Характерно, что на контактах с габбро на восточном и южном концах массива расположены узкие пироксенитовые участки, причем пироксенит и перидотит образуют взаимно внедряющиеся полосы, имеющие характер жил. На северо-западном конце массива перидотит входит в контакт с зелеными филлитами и асшидными сланцами, падающими круто под массив и прорезанными жилами змеевика.

Перидотиты Рай-Иза состоят преимущественно из оливина с примесью ромбического пироксена. Оливин относится к магнезиальным членам ряда и обладает $2V = +86°$. Он подвергся серпентинизации с петельчатой структурой. Ромбический пироксен представлен энстатитом с $2V = +76$ до $+80°$ до бронзита. Он образует ксеноморфные зерна между кристаллами оливина. Иногда он развит в виде крупных кристаллов с пойкилитовыми врастками разъеденного оливина и обладает характером порфиробластов метаморфических пород. Из других минералов отмечены магнетит и хромит, присутствующие в ничтожном количестве.

Из вторичных минералов констатированы: типичный сетчатый хризотил, тальк в псевдоморфозах по энстатиту и тремолит, а также хлорит.

Дуниты состоят из оливина ($2V = +85$ до $+87°$) и хромита. Последний развит в виде идиоморфных, октаэдрических кристаллов. Иногда присутствует немного, повидимому, вторичного магнетита. Вторичные минералы представлены тремолитом, хлоритом и тальком.

Перидотиты и дуниты очень часто превращены в змеевики. Встречаются как антигоритовые, так и хризотиловые змеевики. Кроме серпентина, в них констатированы: магнетит, хромит, хлорит, актинолит, брусит, магнезит, изредка гранат и вторичный диопсид в виде тонких прожилков. В контакте со сланцами змеевики часто превращены в змеевиковые сланцы.

Магнезит-энстатитовая порода (сагвандит) встречена в Конгорском ущелье в виде значительной полосы. Она состоит из энстатита ($2V = +83°$) и магнезита с примесью тремолитового амфибола, хлорита и талька. Структура характеризуется удлиненными, иногда лучистыми кристаллами энстатита, иногда с остатками зерен оливина и промежуточных выполнений хлорита и магнезита, разъедающих также и первоначальные минералы.

Из других продуктов метаморфизма описаны хлорит-актинолитовая порода и включения пироксеново-гранатовой и пироксеново-хлоритовой пород. Последние породы являются тесно связанными друг с другом и залегают в змеевиках. Они состоят из диопсида и хлорита с гранатом, причем гранат развит в наружной корке включений. Призмочки диопсида и неправильные его зерна иногда образуют прожилки. В центральной части вкрапленники диопсида погружены в основную массу из диопсида, проникнутого вторичным хлоритом. Вероятно, эти породы являются продуктом метаморфизма пироксенитов, оторванных от места первоначального залегания при процессе смятия змеевиков.

Контактовые явления около перидотитов. Как контактовые явления, А. Н. Заварицкий описывает тонкозернистые кварцитовые сланцы, состоящие из кварца и игольчатого амфибола щелочного ряда, принадлежащего рибекиту. В других случаях вместо него развит зеленоватый минерал с погасанием до 40°. Обрастание его синим рибекитом свидетельствует о том, что перед нами находится пироксен.

Пироксениты и верлиты. Пироксениты и верлиты Рай-Иза развиты только в местах окончания массива. Они тесно связаны с перидотитами, составляя с ними породы такситовой структуры и выступая полосами или участками или иногда прожилками в них. Верлиты отличаются наличием диопсидового пироксена ($2V = +52$ до $+60°$). Оливин ($2V = +88$ до $+90°$) сильно серпентинизирован и зажат между пироксеновыми зернами. Около обоих минералов развиваются реакционные каймы бесцветного эденитового амфибола. Магнетит играет незначительную роль, и из вторичных минералов развиты серпентин и тальк.

Жильные породы. Жильные пироксениты и горнблендиты, как уже отмечалось, играют небольшую роль. Они состоят из моноклинического пироксена или тремолита. Оба минерала запылены магнетитовыми включениями. Иногда встречаются зерна оливина, замещаемые роговой обманкой и вторичным хлоритом.

Роговообманковые пегматиты состоят из буро-зеленой и светло-голубой, иногда бледнобурой роговой обманки, остатков диопсидового пироксена, магнетита, апатита и биотита, развитого в виде венцов около магнетита. Плагиоклаз представлен битовнитом и лабрадором, но сильно замещен эпидотом и цоизитом. В качестве вторичного минерала развивается также и хлорит.

Жильное габбро отличается средней величиной зерна и состоит из нацело разложенного плагиоклаза, диаллага и оливина. Оба минерала обрастают каймами роговой обманки. Из вторичных минералов описаны магнетит и серпентин.

Альбититы редки, образуют тонкие жилы и состоят из альбита, роговой обманки (мало), биотита (случайно) и апатита. Близко к ним стоят и олигоклазиты, состоящие из агрегата изометрических зерен плагиоклаза с примесью роговой обманки и сфена с магнетитом, количество которых не более 3%.

Жильный роговообманковый диабаз состоит из плагиоклаза (№ 41—53) в хорошо выраженных удлиненных формах, промежутки между которыми выполнены бурой роговой обманкой с реликтами пироксена и магнетитом. Тонкие иголочки апатита нередки. Вторичные минералы в них — мусковит, цоизит, эпидот, хлорит и пренит.

Габбро и габбро-амфиболиты. Габбро и габбро-амфиболиты примыкают с юга и юго-востока к перидотитам. Они принимают в контакте тонкослоистую структуру и делаются очень плотными. В состав этих пород входит плагиоклаз с содержанием от 40 до 95% анортита, пироксен, чаще замещенный реакционной зеленой или бурой, иногда ясно вторичной светлозеленой роговой обманкой. Иногда в тылаитах встречается и ромбический пироксен (гиперстен). Очень часто присутствует кварц. Из второстепенных минералов развиты магнетит и апатит. Плагиоклаз часто соссюритизирован. Структура этих пород или габбровая или иногда характеризуется тонкими прорастаниями роговой обманки и пироксена, роговой обманки и плагиоклаза, напоминая диабластические и пойкилобластические структуры метаморфических пород. Роговая обманка группируется в гломеробластические агрегаты. В сильно сланцеватых породах структура мало похожа на таковую изверженных пород. В роговой обманке присутствуют мелкие пойкилитовые вростки плагиоклаза и кварца. Наиболее идиоморфным является апатит. Магнетит часто носит сидеронитовый характер, т. е. служит цементом для других минералов. Иногда встречаются разности с резко выраженной пойкилитовой структурой. В крупных неделимых роговой обманки включены зерна и кристаллы плагиоклаза. Крайние разности тонкосланцеватых амфиболитов обладают гранобластической и нематобластической структурами. Наконец, необходимо отметить порфиробластическую структуру, которая обусловлена иногда наличием вкрапленников плагиоклаза. Катаклазовые разности иногда дают очковую структуру или же совершенно развальцованы.

Кварцевые диориты. Кварцевые диориты были встречены в отдельных пунктах района. Они состоят из андезина (№ 45) с зонами до альбит-олигоклаза (№ 10), роговой обманки и биотита с обильным кварцем. Из второстепенных минералов присутствует апатит, а из вторичных—цоизит, эпидот, серицит и хлорит. Структура характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки по отношению к кварцу. В некоторых образцах наблюдается катаклазовая структура вплоть до раздробления кварца, соссюритизации и раздавливания плагиоклаза с образованием грубозернистых катаклазитов. В конце концов порода делается похожей на катакластические зеленые сланцы.

Таблица 60

Химические анализы горных пород массива Рай-Из.

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма
1	38,89	0,00	0,31	0,35	2,17	6,36	0,14	0,20	43,16	Следы	0,08		7,97	0,28	—	99,91
2	40,80	0,00	0,97	0,28	0,07	6,35	0,14	0,41	49,61	»	—		1,11	0,15	—	99,86
3	42,60	Следы	0,49	0,29	1,61	6,09	0,09	0,14	45,60	0,23	0,06		2,13	0,22	—	99,55
4	39,69	0,00	0,73	0,41	1,94	5,46	0,12	0,23	41,43	Следы	0,04		9,34	0,63	—	100,02
5	38,26	—	2,88	—	0,80	5,67	0,10	—	34,10	2,63	0,22		2,34	0,05	13,34	100,39
6	49,61	0,03	3,17	—	2,06	3,89	0,12	—	20,59	18,43	0,22	0,20	1,68	0,15	—	100,15
7	52,84	Следы	1,08	0,45	2,39	2,08	0,08	0,14	25,83	11,05	0,55	0,09	3,26	0,17	—	100,01
8	53,47	Следы	1,98	0,52	0,43	2,41	0,09	0,15	25,09	10,72	0,84	0,06	3,98	0,15	—	99,89
9	45,33	0,18	10,70	—	0,64	8,42	0,11	—	19,77	12,20	1,00	0,28	1,42	0,12	—	100,7
10	67,78	0,00	19,30	—	0,00	0,35	0,00	—	1,01	0,40	10,03	0,56	0,30	0,01	—	99,74
11	49,72	1,96	16,21	—	0,29	11,83	0,14	—	4,32	8,00	3,94	1,25	2,25	0,12	—	100,03
12	50,20	2,01	15,64	—	4,03	8,25	0,21	—	4,52	7,98	3,77	1,25	2,07	0,21	—	100,14
13	51,94	0,40	17,70	—	2,61	7,61	0,14	—	5,77	10,63	1,47	0,40	1,47	0,09	—	100,23
14	48,50	Следы	16,13	—	1,11	6,52	0,09	—	12,13	12,32	0,52	0,54	1,66	0,10	—	99,62
15	44,47	0,05	22,54	—	0,96	3,82	0,08	—	9,03	16,97	0,41	0,35	1,59	0,14	—	100,41
16	62,41	0,43	16,38	—	1,94	4,35	0,12	—	2,98	6,17	2,15	1,36	1,33	0,08	—	99,65
17	40,65	0,42	13,73	—	1,39	6,93	0,08	—	20,38	9,08	1,74	0,27	4,91	0,07	—	99,65

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	0,44	99,45	0,00	0,11	53,8	0,00	—	0,90	0,00	I	Ортавгит-перидотитовая
2	0,33	99,67	0,00	—	50,0	0,00	—	0,93	0,00	I	Ортавгит-перидотитовая
3	0,53	99,06	0,33	0,08	52,6	0,00	—	0,91	0,003	I	Ортавгит-перидотитовая
4	0,87	99,08	0,00	0,05	58,1	0,00	—	0,91	0,00	I	Ортавгит-перидотитовая
5	2,76	92,36	4,61	0,27	62,4	—	—	0,90	0,05	I	Ортавгит-перидотитовая
6	4,09	61,25	34,08	0,58	85,4	0,04	0,38	0,87	0,56	IV	Пироксенит-косвитовая
7	1,47	76,19	21,27	1,07	95,2	0,00	0,10	0,91	0,28	III	Горнблендит-пироксенитовая
8	2,54	74,55	21,33	1,57	99,3	0,00	0,04	0,94	0,29	III	Горнблендитовая
9	10,89	64,51	22,62	1,98	78,4	0,23	0,16	0,79	0,35	II	Нордмаркит-пуласкитовая
10	48,01	7,64	1,80	42,55	286,7	0,00	0,04	0,84	0,23	IV	Габбро-диоритовая
11	24,21	42,32	21,77	11,70	126,3	3,73	0,18	0,39	0,52	IV	„ „
12	23,79	43,04	21,82	11,35	128,2	3,84	0,18	0,40	0,51	IV/V	„ „
13	25,67	42,10	28,09	4,14	128,1	0,74	0,16	0,50	0,67	IV	Ближе исситовой
14	19,74	51,04	27,46	1,76	100,9	0,00	0,40	0,74	0,54	VI	Оссипит-габбровая
15	26,75	35,33	36,67	1,25	89,8	0,07	0,36	0,77	1,04	V	Пелеитовая
16	33,41	33,44	22,92	10,23	216,4	1,12	0,30	0,46	0,68	III	Горнблендитовая
17	14,14	65,57	17,03	3,26	71,1	0,55	0,10	0,82	0,26		

1. Дунит. Северная часть Рай-Иза. 2. Дунит. Конгорское ущелье. 3. Саксонит. Конгорское ущелье. 4. Саксонит. Южный склон Рай-Из. 5. Сагвандит. К западу от Конгорского ущелья. 6. Оливиновый пироксенит. Рай-Из. 7. Жильный пироксенит. 8. Жильный пироксенит. 9. Жильное габбро. 10. Альбитит. 11. Жильный роговообманковый диабаз. 12. То же. 13. Габбро-амфиболит. Юг Рай-Иза. 14. Слоистый габбро-амфиболит. 15. Габбро Конгор, полосы в пироксените. 16. Кварц-диорит. Р. Конгор. 17. Хлорито-роговообманковая порода. Южный конец Рай-Иза.

Химическая характеристика горных пород Рай-Иза. Химические анализы горных пород Рай-Иза приведены в табл. 60, а также их коэфициенты, по Ниггли, — на табл. 61. Анализ таблицы показывает принадлежность всех перидотитов одному ряду и близость их к дунитам. Близок им и сагвандит. Относительно последней породы можно думать, что генезис ее связан с метаморфизмом перидотита под влиянием ювенильных углекислых фумарол еще при высокой температуре. Полосчатая структура перидотитов с пироксенитами свидетельствует о течении магмы и, вероятно, об одновременном вторжении. Продуктом метаморфизма являются также и хлорит-роговообманковые породы (анализ № 17), хлоритовые, хлорит-пироксеновые и пироксен-гранатовые породы, связанные, вероятно, с пироксенитами. Переходный характер жильных пироксенитов к горнблендитам сказывается и в химическом составе. К ним близко и жильное габбро. Альбититы представляют результат реакции гранит-пегматитового расплава с перидотитами. Это процесс десиликации, т. е. потери

кремнезема и других компонентов, жадно поглощаемых из дайки окружающей средой. Процесс этот широко развит на Урале. Гранитный расплав явился в нашем случае остатком от застывания всего габбро-перидотитового массива. Ход этих реакций мы рассмотрим позднее. Особо стоит жильный роговообманковый диабаз, по составу близкий габбро-диоритовым магмам и, вероятно, тесно связанный с ними. Последние дали, по застывании, породы габбро-амфиболитового ряда, развитые южнее и восточнее Рай-Иза. Более основной характер имеет габбро, развившееся полосами в пироксените.

Резюмируя данные исследования, мы можем отметить, что массив Рай-Иза вторгся в виде сильно вздутого гарполита в кровлю из сланцев. Конечная кристаллизация магмы была около 1 500° — температура образования энстатита. К этому времени в очаге было около 75% кристаллов оливина и 25% жидкости. Реакция последней с оливином давала энстатит, метасоматически замещавший оливиновые кристаллы, которые оказались в конце процесса пойкилитически включенными в энстатит. Движения магмы и боковое давление вызвали появление полосчатости. Выделение хромита происходило в позднюю фазу, но до окончания застывания. Вероятно, оно предшествовало кристаллизации энстатита. Окончание кристаллизации сопровождалось выделением освободившихся агентов пневматолиза. В этот момент могли появиться сагвандиты, хотя наличие в них карбонатов свидетельствует о невысокой температуре последних фаз их образования. Начальная температура маркируется фактом кристаллизации энстатита, точка перехода которого в амфибол антофиллитового ряда лежит около 1 200°. А. Н. Заварицкий считает этот предел около 1000—1100°. Однако, в этих процессах трудно учесть роль летучих компонентов, что ставит под вопрос все соображения о столь высокой температуре. Более поздним процессом является вторжение жильной формации. На границе между пневматолитическими и гидротермальными явлениями стоит образование вторичных: диопсида, тремолита и актинолита. Гидротермальными являются: гранат, хлорит, тальк, серпентин и карбонаты. Из них серпентинизация и карбонатизация завершили ход процесса застывания, будучи приурочены к периферии массива и к особым полосам в краевой части. Попутно шло образование вторичных диопсида и граната, а также хлорита и хромита, что зависело от состава растворов и миграции первоначальных компонентов при метаморфизме.

Район севернее Рай-Иза

Мы разобрали хорошо изученный массив Рай-Иза. Основные интрузивные породы развиты и севернее. Они исследованы были в маршруте О. О. Баклунда. На горе Няравет-Кеу им встречены сходные саксониты, состоящие из оливина, энстатита, амфибола и второстепенных минералов. Химически они близки саксонитам Рай-Иза (табл. 62).

Это дает положение породы в I сечении тетраэдра, ортавгит-перидотитовые магмы. Надлежит отметить сильную серпентинизацию породы, что сказывается в большом коэфициенте гидратации ($h = 52 \cdot 7$), приближающемся к змеевикам. Соответственные анализы

Рай-Иза отличались большей чистотой. По расчету анализа, О. О. Баклунд дает такой состав породы: серпентина 77,80%, оливина 2,60%, пироксена и амфибола 11,97%, магнетита 4,28%, гематита 2,02%, хромита 0,07% и пирита 0,30%.

Таблица 62

Химический состав саксонита Няравет-Кеу

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	S	Сумма
39,95	Следы	2,41	0,045	5,95	2,80	0,16	0,13	36,10	1,03	0,38	Следы	10,13	0,57	0,12	99,78

si	*ti*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*
62,4	0,00	2,24	0,57	1,72	95,47	0,00	0,88	0,02

В том же районе О. О. Баклунд описал анортозиты. Они состоят из битовнита № 80 с примесью пироксена. Их анализ дал цифры:

Таблица 6

Химический состав анортозита

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
48,59	0,06	27,54	0,08	0,20	1,37	0,20	6,91	11,87	0,02	1,26	0,15	1,86	0,15	100,26

si	*ti*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*
115,5	0,10	38,57	3,12	30,22	28,09	0,08	0,88	1,08

VI сечение тетраэдра, анортозит — габброидные магмы. По химическому составу порода стоит между анортозитом и оливиновым габбро. Расчет анализа дает состав: битовнита 51,81%, пироксена 47,89%, хромита 0,12% и вторичного кальцита 0,52%.

Кроме того, им констатированы в Обской тундре: гранодиорит, кварцевое габбро и разнообразные жильные породы — гранодиоритовый аплит, спессартит и беербахит.

Кварцевое габбро состоит из изометрических призм сильно разложенного плагиоклаза (№ 50—55) с признаками обратного зонального строения и зеленой роговой обманки, как главных компонентов. Кварц развит в виде больших неправильных зерен, выполняющих промежутки между кристаллами плагиоклазов. Из второстепенных минералов присутствуют: титанит, магнетит и ильменит, кубики пирита и зерна апатита. Вторичные минералы представлены эпидотом и кальцитом. Структура характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к роговой обманке и кварцу и диабластическими прорастаниями последних минералов.

Химический состав породы представлен анализом.

Таблица 64

Химический состав кварцевого габбро

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	Сумма
53,68	0,82	18,73	3,33	5,96	0,30	3,64	7,43	0,03	3,41	0,51	1,54	0,08	0,06	0,19	99,73

si	*ti*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*
150,0	1,73	30,79	10,13	22,25	36,83	0,09	0,41	0,60

IV сечение тетраэдра, нормально-диоритовые магмы. Состав породы вычисляется из анализа: лабрадор (№ 52) 66,06%, роговая обманка 16,69%, кварц 8,45%, ильменит 1,54%, магнетит 4,83%, пирит 0,07%, апатит 0,13% и кальцит 0,43%.

Близко к этой породе стоит гранодиорит, бледнорозового цвета с длинными призмами роговой обманки. Он состоит из кристаллов плагиоклаза (не основнее № 22), снабженных иногда ортоклазовой оболочкой, и длинных призм зеленой роговой обманки и зерен кварца, как главных компонентов. Второстепенные минералы — магнетит и титанит, вторичные — хлорит, эпидот и кальцит.

Гранодиоритовый аплит состоит из олигоклаза, замещенного в центре зерен серицитом. Кварц по количеству немногим уступает плагиоклазу, тогда как ортоклаз образует незначительную примесь. Цветной компонент замещен пеннином с зернами титанита и магнетита. Структура аплитовая, но осложнена наличием сильного катаклаза и диабластических прорастаний плагиоклаза кварцем.

Спессартит состоит из войлока игл зеленой роговой обманки и зерен кварца и альбита. Последние служат цементом для амфибола. Наблюдаются более крупные, до 5 *мм*, кри-

сталлы роговой обманки, содержащие включения магнетита. Вторичный лейкоксен пропитывает основную массу породы. Химический анализ породы дал следующие цифры.

Таблица 65

Химический состав спессартита. Полярный Урал

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
53,20	0,18	10,74	0,16	3,50	4,68	0,61	12,09	10,88	2,43	0,20	1,72	0,12	100,51

si	*ti*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*
116,2	0,33	13,95	5,52	25,47	55,06	0,05	0,72	0,46

IV сечение тетраэдра, нормально-габбровая магма. Порода сильно метаморфизована и по справедливости названа роговообманковой породой.

Еще глубже метаморфизован беербахит, превращенный в эпидот-хлорит-роговообманковую породу. Его состав дается О. О. Баклундом.

Таблица 66

Химический состав беербахита. Полярный Урал

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	S	Сумма
47,23	2,04	18,49	6,14	8,79	0,63	3,92	7,89	2,84	0,51	1,26	0,04	0,14	0,17	100,20

si	*ti*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*
118,0	3,75	26,68	7,55	20,77	45,00	0,11	0,35	0,46

IV сечение тетраэдра. Габбро-диоритовые магмы с уменьшенным *mg*.

Большинство описанных пород залегает в милонитах диоритового состава. Последние представляют очень часто развальцованные породы. Их состав далеко уклоняется от диорита как в минералогическом, так и в химическом отношении. Автором при-

водится неполный и несовершенный анализ, свидетельствующий о кардинальном изменении состава породы: $SiO_2 = 81{,}80\%$; $TiO_2 = 0{,}21\%$; $Al_2O_3 = 5{,}68\%$; $Fe_2O_3 = 0{,}38\%$; $FeO = 0{,}45\%$; $MgO = 0{,}09\%$; $CaO = 5{,}46\%$; $Na_2O = 2{,}55\%$; $K_2O = 0{,}77\%$; $H_2O + = 0{,}84\%$; $H_2O - = 0{,}06\%$; P_2O_5 = следы; CO_2 не опред.; всего 96,29%. Это дает IX сечение тетраэдра вне эруптивного поля. Минералогический состав получен путем расчета и характеризуется содержанием 61,5% кварца, 27,5% плагиоклаза и других минералов.

Данные О. О. Баклунда, пересекшего в Обских тундрах ту же зону основных пород, что представлена и массивом Рай-Иза, являются интересными, как доказательство продолжения их на север и как полный и тщательный аналитический материал, имеющий геохимическое значение.

Сыньинско-Войкарский массив

Южнее массива Рай-Иза после небольшого перерыва в совершенно аналогичных условиях залегания выступает огромный Сыньинско-Войкарский массив. С запада он примыкает к той же зоне кристаллических сланцев, с востока граничит с зоною габбро, переходящего в кварцевые диориты и далее к востоку снова в габбро Малого Урала. Данными по этому району мы обязаны А. Н. Алешкову (рис. 73).

Грандиозный массив перидотитов выделяется на окружающей местности по резко гористому рельефу. Он достигает в наивысшей точке, вершине Пай-Ер, 1 494 *м*, а средняя высота плато массива равна 1 000 *м*, при глубине долин прилегающей с востока местности около 100 *м*. Массив разделяется ущельями на ряд частей. Наиболее значительными реками являются р. Собь и Войкар.

Массивы сложены главным образом перидотитами; пироксениты занимают краевое положение. Горы Крепость и Подкова сложены ими. Дуниты развиты в форме жил и небольших лакколитов или в габбро, или между ними и сланцами. Они тесно переплетаются с перидотитами. Последние составляют до 85% массива.

Пироксениты развиты в подчиненном количестве, причем наиболее развиты диаллагиты, залегающие обычно по границе между перидотитами и габбро. Они связаны через оливиновые диаллагиты переходами с перидотитами и дунитами. Характерна запыленность диаллага тонкими рудными зернышками, просвечивающими красноватым цветом и представленными гематитом. Наряду с ним в диаллаге присутствует вторичная зеленая роговая обманка. К периферии зерен диаллага гематитовая пыль сменяется непрозрачной пылью магнетита. Иногда вместе с оливином ($2V = +85 - 90°$) развит и бронзит. Автор описывает интересные структуры, свидетельствующие о кристаллизации оливинового расплава в подвергшейся катаклазу пироксеновой породе. Наличие бронзита приводит иногда к образованию вебстеритов. В них, кроме главных минералов, присутствуют магнетит и пикотит (г. Пай-Ер). Пироксениты встречаются иногда в виде ксенолитов в перидотитах. Автор полагает, что они появились в магме вследствие поступательного движения последней и захвата при этом обломков пироксенитовой кровли.

Перидотиты играют в структуре доминирующую роль. Они

состоят из оливина ($2V = +87°$) и бронзита ($2V = +81$ до 84°), далее присутствуют тремолит, диопсид, пикотит и хромит. Формы бронзита крайне неправильны. Из перидотитов присутствуют как саксониты, так и лерцолиты и верлиты.

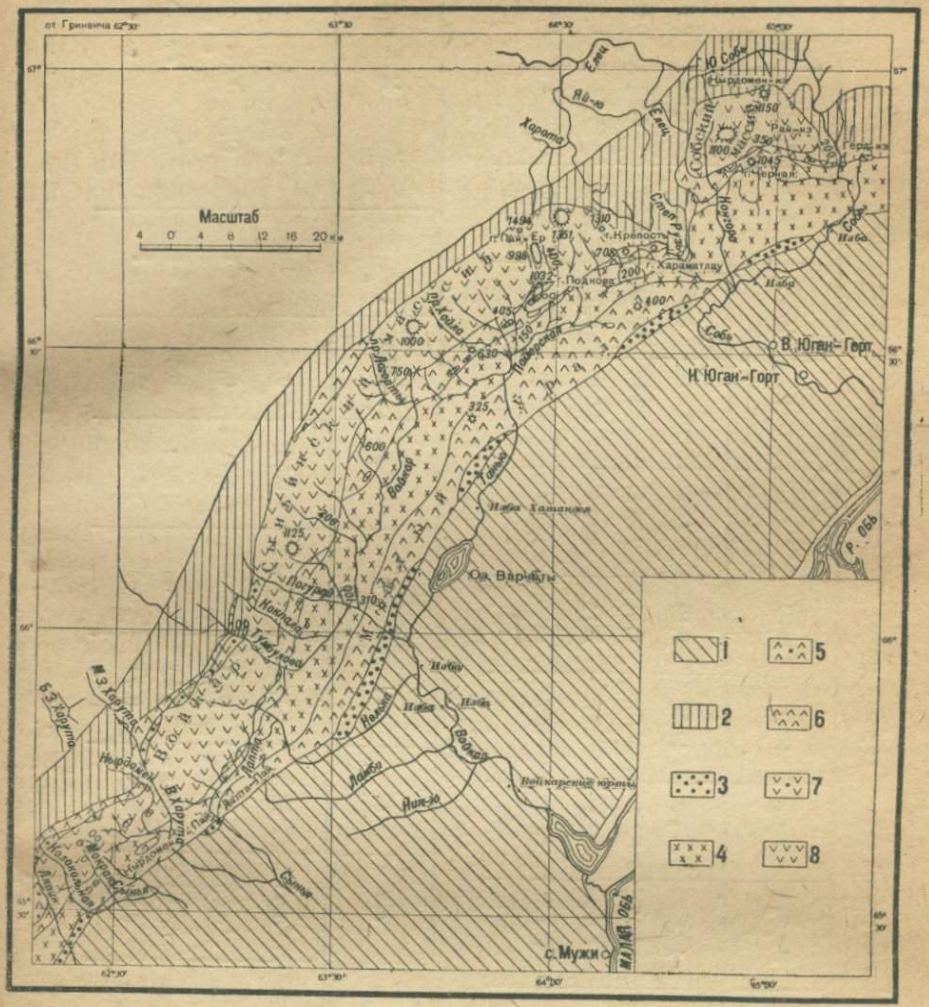


Рис. 73. Геологическая карта Полярного Урала (по Алешкову).

1—четвертичные отложения; *2*—кристаллические сланцы; *3*—диабазы и порфириты; *4*—кварцевые диориты и кварцево-роговообманковые габбро; *5*—породы из группы габбро и пироксенитов; *6*—габбро; *7*—пироксениты; *8*—перидотиты; дуниты и змеевики.

Из вторичных процессов, кроме образования амфибола, отмечается серпентинизация в виде хризотила и антигорита.

Дуниты лишены пироксенов, но в них встречаются те же вторичные минералы, что и в других перидотитах.

Змеевики встречены в краевых зонах массивов в контакте с кристаллическими сланцами и филлитами. Они произошли из различных разностей перидотитов.

Таблица 67

Химический состав горных пород Сыньинско-Войкарского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	38,92	0,83	1,73	13,83	—	11,50	0,19	17,67	13,80	0,00	0,00	1,78	0,10	100,35
2	41,65	0,00	2,38	1,75	0,57	5,76	0,11	41,55	1,35	0,00	0,00	4,52	0,68	100,32
3	33,93	0,00	1,11	6,00	0,68	3,88	0,12	43,15	0,00	0,00	0,00	10,33	0,74	99,94
4	37,89	0,00	0,31	3,47	0,64	4,31	0,13	42,07	0,40	0,00	0,00	10,21	0,80	100,23

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	1,66	74,34	24,00	0,00	63,3	1,01	—	0,58	0,32	III	Горнблендит-пироксенит-перидотитовая
2	2,28	95,70	2,02	0,00	58,4	0,00	—	0,91	0,02	I	Ортавгит-перидотитовая
3	1,18	98,82	0,00	0,00	46,4	0,00	—	0,89	0,00	I	То же
4	0,61	98,78	0,61	0,00	53,5	0,00	—	0,91	0,007	I	» »

1. Магнетит-оливиновый диаллагит (косвит). Г. Крепость. 2. Лерцолит, Горный проход Хайла. 3. Дунит. Р. восточная Харута. 4. Перидотит. Плато на правой стороне рч. Тумбуловой.

Габбро района не подверглись детальному описанию, они тесно связаны с перидотитами и в качестве переходных продуктов описываются «габбровые перидотиты» — породы, содержащие примесь основного плагиоклаза (№ 76—85).

В форелленштейнах, являющихся следующим звеном в этом ряде, количество плагиоклаза возрастает. Автором кратко описываются также измененные габбро.

Главнейшие выводы, к которым приходит автор, следующие. Твердые пироксениты и габбро существовали прежде твердых дунитов. Змеевиковые зоны приурочены к контактам и главным образом со сланцами. Оливиновая магма вторглась в твердые диаллагиты. Явления катаклаза и внедрения по разломам оливиновой жидкости обусловили образование сначала оливиновых пироксенитов, перешедших при дальнейшем углублении процесса и переходе моноклинического пироксена в ромбический через верлиты в лерцолиты и саксониты. Серпентинизацию в западном контакте А. Н. Алешков ставит в связь с обогащением магмы водой из сланцев. Инъекция дунитового материала в габбро приводит к образованию форелленштейнов.

Эти взгляды доведены автором в логической последовательности до цельной картины генезиса из габбро и пироксенитов, с одной стороны, и дунитов — с другой, всех промежуточных продуктов путем инъекции и сплавления. Они основаны главным образом на изучении структурных явлений, толкование которых, по справедливому замечанию А. Н. Заварицкого, носит чисто субъективный характер.

Мы видим, что условия, описанные А. Н. Заварицким для Рай-Иза, сохраняются и здесь. Все геологические отношения те же. Мы можем поэтому полагать, что крайнее развитие идеи является увлечением автора. Однако, более позднее время интрузии перидотитов в габбро-пироксенитовую среду и по ее контакту со сланцами не лишено вероятия. И на Рай-Изе к перидотитам прилегают сильно смятые габбро-амфиболиты, доведенные до состояния сланцев, что более поздним временем интрузии или застывания габбро трудно объяснимо. И хотя и есть одно указание наличия ксенолита перидотита в габбро-амфиболите, но оно тоже может быть субъективно истолковано. Противоречие между двумя авторами не может считаться решенным, тем более, что за позднейшее проникновение дунитов в габбро высказывались и такие знатоки подобных районов Среднего Урала, как Н. К. Высоцкий и Л. Дюпарк.

В работе А. Н. Алешкова приводится ряд анализов изученных пород (табл. 67). Можно отметить анализ оливинового пироксенита с магнетитом, как близкую породу к косьвитам. Остальные анализы относятся к типичным перидотитам, близким к полной серпентинизации, о чем мы можем судить по большому коэфициенту h.

Массив горы Чистоп

Массив горы Чистоп находится между верховьями рр. Тошемки и Лозьвы на 61°,5 с. ш. Он сложен из габбро и норита, причем значительным распространением пользуются меланократовые разности, так называемые тылаиты, состоящие из диопсида, гиперстена,

Таблица 68

Химический состав горных пород горы Чистоп

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	38,76	0,11	11,93	5,57	7,01	0,53	26,03	6,91	0,53	0,07	3,86	101,31
2	43,67	0,34	15,68	2,89	6,97	Следы	14,94	14,93	1,12	0,36	0,53	101,43

№ анализа	*si*	*ti*	*h*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	60,2	0,13	20,0	10,90	0,87	11,49	76,74	0.09	0,79	0,15
2	77,0	0,42	3,1	16,21	2,32	28,10	53,37	0,19	0,74	0,53

1. Меланократовый троктолит. Вершина горы Чистоп; II сечение тетраэдра. Горнблендит-пироксенит-перидотитовые магмы.

2. Тылаит. Горы Чистоп при соединении р. Тошемки с Вижаем. IV сечение. Исситовые магмы.

оливина, роговой обманки, магнетита, шпинели и плагиоклаза. Местами они переходят в троктолиты, состоящие из оливина и анортита, с небольшой примесью темноцветных. Габбро подчинены небольшие выходы серпентинизированного дунита мощностью в несколько метров.

Среди последних встречается и хромит с содержанием платины. Л. Дюпарк и Ф. Пирс дали анализы этих пород.

Условия залегания массива горы Чистоп аналогичны описанным ранее, но между габбро и свитой метаморфических сланцев находится узкая полоска порфиритов.

Массив Денежкина Камня и хребта Салатим (рис. 74 и 75)

Геология этого северного массива еще неясна. Исследования Ф. Ю. Левинсон-Лессинга затронули только южную часть массива. Северная — изучена Л. Дюпарком.

Хребет Салатим, расположенный между Вижаем и Тошемкой, сложен перидотитами с преобладанием саксонитов. Они состоят из оливина, гиперстена, бронзита и шпинели. Местами они переходят в лерцолиты и дуниты с небольшой примесью ромбического пироксена. Такой состав очень сходен с массивами Полярного Урала. Дунитовые фации наблюдались в хребте Салатим и в змеевиках по р. Анчуг. Весь массив окаймлен с запада полосой плотного змеевика, содержащего включения гранатовой породы. С запада к массиву прилегают хлоритовые и слюдяные кварциты. Пироксенитов и габбро здесь не наблюдалось. Восточнее перидотитов развиты гнейсы и смятые породы сиенит-диоритового состава. Габбровый массив продолжается и далее к югу. Габбро сопровождается диоритами, сиенитами и гранитами (рис. 74).

Анализы пород хребта Салатим имеются у Л. Дюпарка (табл. 69).

Таблица 69

Химические анализы горных пород хребта Салатим

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	H_2O	Сумма
1	39,80	0,21	2,11	5,47	—	2,49	0,50	36,86	12,34	99,78
2	40,58	—	0,69	4,92	0,59	2,23	0,19	39,27	12,60	101,07

1. Баститовый змеевик из саксонита. Дорога из Б. Тошемки на хребет Салатим. 2. То же. Водораздел, перед р. Колколония, впадающей в Анчуг.

Денежкин Камень. Массив Денежкина Камня (рис. 75) был изучен Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Им дана геологическая карта и петрографическое описание пород. В этом районе главную роль играют дуниты главной вершины горы. Они окружены со всех сторон габбро, из которых представляют интерес полосатые разности. Габбро Денежкина Камня связано постепенными переходами с диоритами и кварцевыми диоритами, с одной стороны, и пироксенитами и перидотитами, с другой. С востока к габбро примыкают породы, названные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом сиент-диоритами. Габбро и дуниты прорезаны жильной свитой. Главную роль в последней играют габбро-пегматиты, залегающие иногда в виде гнезд, являющихся раздувами жил.

Подчиненное значение имеют жильные пироксениты и микрогаббро, а так же породы, названные им ультраосновными роговообманковыми диоритами, приближающиеся к исситам.

Особый интерес имеют породы габбро. Здесь развиты как типичные габбро, так и нориты. Чрезвычайное непостоянство величины зерна ведет к образованию мелко-средне- и крупнозернистых разностей. Встречаются также оливиновые и роговообманковые габбро и форелленштейны. Наиболее часто развиты гиперстеновые габбро. Нориты выступают по рр. Супрее и Сольве. Они постепенно переходят в граббро-диориты и норит-диориты. Структура характерная габбровая, иногда офитовая, а местами полевой шпат образует мозаичные агрегаты, носящие характер протоклаза. Пироксен в них нередко слу-

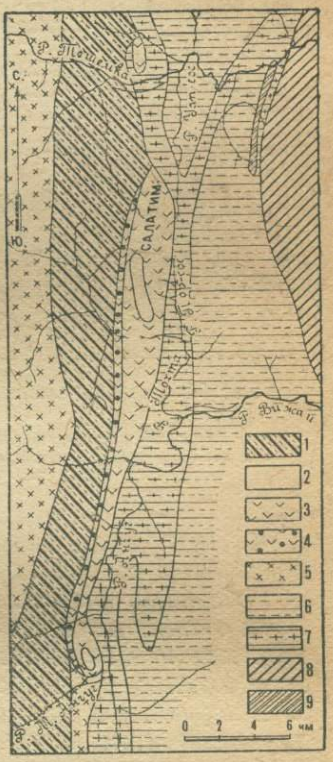


Рис. 74. Геологическая карта хребта Салатим на Северном Урале.

1—хлоритовые и слюдистые кварциты; *2*—дуниты; *3*—перидотиты; *4*—змеевики; *5*—диориты и сиениты; *6*—динамометаморфизованные роговообманковые диориты и сиениты; *7*—граниты и гнейсы; *8*—кварцевые порфиры; *9*—пироксеновые порфириты.

жит цементом для пойкилитовых плагиоклазовых включений. Местами лейкократовые габбро образуют переходы в анортозиты.

Полосатость в габбро, представлена четырьмя типами.

1. Первый тип полосатых трапп-гранулитов и форелленштейнов характеризуется признаками наличия катаклаза плагиоклазовых участков с узкими параллельными лентами оливина, пироксена или амфибола.

2. Тип ложных полосатых габбро, имеющих нормальный состав, но изменчивое количество компонентов в разных участках. Часто это характерно для магнетита, скопляющегося в одних полосах сравнительно с другими.

3. Полудифференцированные.

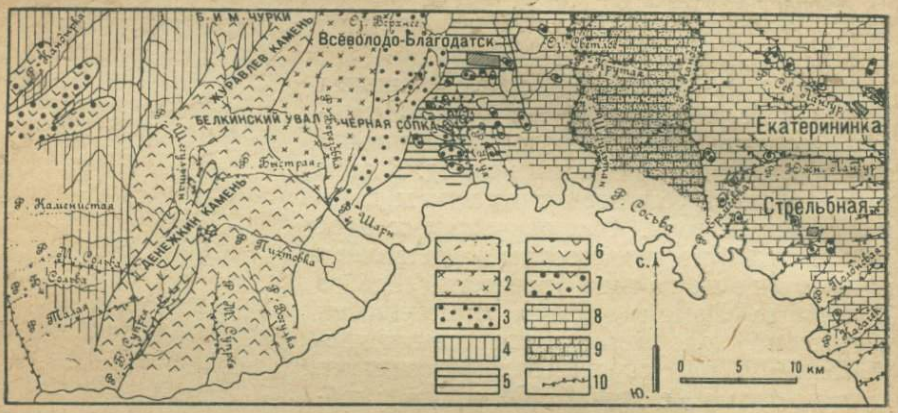


Рис. 75. Геологическая карта Южнозаозерской дачи (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу).

1—дуниты; *2*—сиенито-диориты; *3*—порфириты и диабазы; *4*—кристаллические сланцы; *5*—нижний девон; *6*—габбро и пироксениты; *7*—змеевики; *8*—средний девон; *9*—средний девон, покрытый туфами; *10*—россыпи золота и платины.

4. Диференцированные полосатые габбро отличаются степенью разделения составных частей, образующих в конечном типе резко обособленные полосы. Здесь может быть несколько случаев: а) полосы состоят из лейко- и меланократовых разностей; в) в нормальных или меланократовых разностях проходят полосы полевошпатового состава; с) полосы ультралейкократовые и пироксенитовые; д) в нормальном или меланократовом габбро проходят прослои, богатые магнетитом, или чисто магнетитовые; е) одни слои состоят из габбро, другие из форелленштейна.

Для объяснения столь интересных явлений Ф. Ю. Левинсон-Лессинг принимает явление ликвации магмы, стремящейся к разделению на несмешивающиеся лейко- и меланократовые компоненты. Нигде на Урале явления полосатости габбро не выражены столь резко. Разделившаяся на глубине ликвацией магма с образованием эмульсии и крупных шлир во время интрузии под влиянием течения приняла полосатое строение.

Близкое явление представляют сиенит-диоритовые такситы горы Березовой. Темные мелкозернистые участки погружены в лейкократовые, светлые, обычно с резкой границей. Иногда наблюдаются

Таблица 70

Химический состав горных пород Денежкина Камня

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	38,72	2,55	4,50	3,76	41,36	—	0,57	Следы	7,70	99,16
2	35,98	3,91	3,76	1,27	36,83	—	1,12	0,29	14,77	97,93
3	42,66	6,26	6,89	2,78	24,64	8,02	2,88	—	6,34	100,47
4	42,56	21,99	4,69	5,40	6,69	17,06	1,67	0,35	0,17	100,58
5	37,82	19,94	3,48	12,70	10,97	14,71	1,68	—	0,57	101,82
6	4,26	13,11	47,94	30,86	3,23	—	—	—	—	99,40
7	46,15	13,57	3,61	8,15	12,63	15,15	1,29	Следы	—	100,55
8	46,98	14,89	4,27	6,14	12,56	12,27	1,24	„	—	98,35
9	42,92	26,42	3,97	2,81	7,26	15,40	0,63	„	0,80	100,21
10	45,45	17,40	4,43	7,34	11,06	11,95	1,76	„	0,36	99,75
11	43,75	18,02	7,50	5,31	10,68	12,40	1,46	0,51	1,21	100,84
12	44,74	14,29	2,84	7,49	11,48	13,70	1,56	0,45	1,99	98,59
13	38,59	24,37	7,66	5,23	5,95	15,30	1,34	0,46	0,84	99,64
14	53,58	19,78	3,91	2,76	3,01	7,55	5,33	3,61	0,65	100,18
15	49,50	19,61	2,38	6,66	5,28	10,75	4,99	2,35	0,64	102,16

№ анализа	*si*	*al*	*alk*	*c*	*fm*	*k*	*mg*	*c/fm*	*h*	Сечение	Магма
1	57,5	2,2	0,9	0,0	96,9	0,0	0,90	0,0	34,9	I	Ортавгит-перидотитовая
2	51,3	3,4	2,0	—	94,6	0,15	0,86	0,0	60,7	I	То же
3	72,0	6,2	4,7	14,4	74,7	—	0,83	0,00	33,6	II	Горнблендит-пироксенит-перидотитовая
4	83,2	25,3	3,7	35,7	35,3	0,13	0,56	1,01	1,0	VI	Пироксенит-горнблендит-габброидная
5	64,6	20,0	2,8	26,8	50,4	—	0,56	0,53	3,3	IV	Нормальная габбровая
6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
7	90,0	14,8	2,2	30,2	52,8	0,0	0,67	0,58	—	IV	Исситовая
8	93,3	17,4	2,4	26,2	54,0	0,0	0,70	0,49	—	IV	Нормальная габбровая, исситовая
9	88,0	31,8	1,2	33,8	33,2	—	0,67	1,02	5,3	VI	Оссипит-габброидная
10	89,5	20,2	3,4	25,2	51,2	0,00	0,61	0,50	2,3	IV	Габбро-норитовая
11	84,9	20,5	3,3	25,7	50,5	0,18	0,61	0,51	8,1	IV	Нормальная габбровая
12	88,6	16,7	4,5	29,1	50,7	0,17	0,68	0,58	12,7	IV	Исситовая
13	76,5	27,9	3,1	31,9	37,1	0,19	0,47	0,86	5,4	V	Иссит-габброидная
14	144,0	31,3	20,3	21,9	26,5	0,31	0,46	0,83	5,8	V	Нормально-монцонитовая
15	111,0	25,8	14,2	25,8	34,2	0,24	0,52	0,75	4,9	V	Близко соммаитовым магмам

1. Дунит. Сольвенско-Супрейский водораздел. 2. Змеевик. Еловка. 3. Жильный пикрит. Супрея. 4. Магнетитовое габбро. Супрея. 5. То же. Темный слой. 6. Магнетитовый слой из габбро. Там же. 7. Габбро. Вершина Денежкина Камня. 8. То же. 9. Полосатый форелленштейн. 10. Трапповый полосатый гранулит. 11. Жильный ультраосновной диорит (микрогаббро). 12. То же (иссит). Супрея. 13. То же. Пихтовый увал. 14. Такситовый сиенито-диорит. Светлые среднезернистые участки. Березовка. 15. То же. Темные участки

обратные отношения. Крупнозернистые участки соответствуют основному роговообманковому монцониту. Автор считает их следствием образования эмульсии.

Вся серия пород, составляющих район Денежкина Камня, подверглась анализу (табл. 70). Из этих анализов виден прежде всего очень основной характер описываемых пород. Сравнение анализов 4, 5 и 6 показывает, что одновременно с концентрацией магнетита идет и концентрация темноцветных; магнезия и железо идут вместе, известь падает. Сравнение такситовых сиенит-диоритов (№ 14, 15) показывает увеличение *mg* и уменьшение *c/fm* и *k* в темных участках, уменьшение *al* и *alk* и увеличение *c* и *fm*.

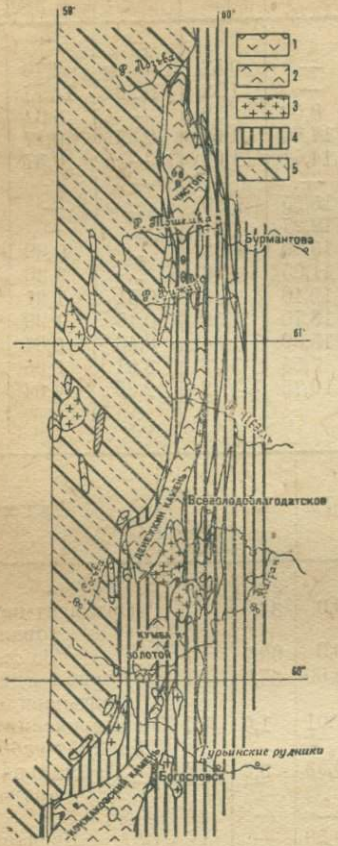


Рис. 76. Геологическая карта Северного Урала (копия, 1 : 1 000 000).

1—дуниты и змеевики; *2*—габбро и пироксениты; *3*—граниты и кварцевые диориты; *4*—зеленокаменные породы; *5*—кристаллические сланцы.



Рис. 77. Геологическая карта Гладкой Сопки.

1 — дунит; *2*—пироксенит; *3* — габбро-диориты; *4* — кристаллические сланцы.

Массив Кумба — Золотой Камень

Южнее Денежкина Камня выступает изолированный массив горы Кумба и Золотой Камень с прилегающими горами. Они сложены оливиновыми и нормальными габбро и габбро-диоритами, с отдельными выходами бесполевошпатовых пород. Среди последних отмечаются оливиновые диаллагиты и дунит, развитый в юго-западной части габбро на контакте со свитой метаморфических сланцев (рис. 76). Это — Гладкая Сопка (рис. 77), представляющая эллиптический выход дунита 2½—3 *км* длиной, окру-

женный с юга и севера каймой пироксенита. Дунит сильно серпентинизирован, беден хромитовыми выделениями и пересекается жилами гладкаита. Эта порода представляет мелкозернистый кварцевый диорит-аплит, состоящий из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца, магнетита, апатита и эпидота. Последние три минерала являются второстепенными. По плагиоклазу, кроме эпидота, образуется вторичный мусковит. Кварц развит в виде идиоморфных зерен в других минералах. Структура панидиоморфная, склонная к сланцеватой.

К западу от Гладкой Сопки, среди метаморфических сланцев, находится хребет Кривский Чурок из пироксенитов и змеевиков.

Л. Дюпарк дает ряд химических анализов пород массива Кумба — Золотой Камень (табл. 71).

Таблица 71

Химический состав горных пород горы Кумбы и Золотого Камня

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	39,36	—	0,14	1,74	8,14	45,81	—	—	—	5,45	100,69
2	49,03	0,47	11,14	12,50	5,32	5,19	12,93	3,11	0,61	0,12	100,42
3	43,89	0,75	24,16	4,32	6,06	5,20	15,68	1,07	0,21	0,52	101,36
4	41,82	0,70	22,87	4,96	6,56	6,60	16,62	0,90	0,32	0,50	101,85
5	39,20	1,10	20,58	10,18	6,53	6,49	14,29	1,69	0,36	0,20	101,12
6	41,06	1,17	21,05	5,13	5,19	8,39	14,10	2,08	0,45	0,89	100,86
7	59,75	0,45	17,80	2,74	3,94	2,66	6,63	3,89	2,15	0,81	100,81
8	51,71	0,70	20,80	—	9,39	4,96	8,43	2,42	1,83	0,70	100,94
9	46,09	0,50	21,15	5,20	6,29	4,72	11,05	2,62	1,25	2,02	100,92
10	62,20	—	19,63	1,13	3,93	1,51	6,64	4,54	1,06	0,86	101,50

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	0,53	99,47	—	—	51,9	—	—	0,89	—	I	Ортавгит-перидотитовая
2	13,76	50,00	29,10	7,14	103,0	0,74	0,11	0,33	0,60	IV	Исситовая
3	29,48	33,33	34,83	2,36	91,0	1,11	0,11	0,50	1,05	VI	Оссипитовая
4	26,11	37,06	34,62	2,21	81,2	1,05	0,21	0,52	0,93	V	»
5	19,36	53,08	24,57	2,99	53,9	1,30	0,13	0,29	0,46	IV	Исситовая
6	24,15	41,74	29,54	4,57	80,2	1,76	0,13	0,59	0,71	V	Пироксенит-горнблендит-габброидная
7	32,65	21,18	22,15	16,02	186,3	1,05	0,27	0,43	0,79	V	Тоналитовая
8	30,66	38,04	22,65	8,95	129,5	1,32	0,50	0,49	0,60	IV	Соммаит-диоритовая
9	28,36	37,03	27,99	7,62	105,1	0,86	0,24	0,43	0,73	V	Оссипитовая
10	38,32	21,23	23,62	16,83	206,5	—	0,13	0,36	1,11	VI	Кварц-диоритовая

1. Дунит. Гладкая Сопка. 2. Габбро. Кормовищенское. 3. Оливиновое мезократовое габбро. Кумба. 4. Оливиновое габбро. Кумба. 5. Оливиновое меланократовое габбро. Гора Большая Брусковая. 6. Габбро-диорит. Черный увал. 7. Кварц-диорит. Западнее Баронского. 8. Меланократовый кварц-диорит, богатый биотитом. Дорога из Баронского в Кумбу. 9. Диорит меланократовый. Баронское. 10. Гладкаит. Гладкая Сопка .

Мы видим, что по условиям залегания и по составу породы этого района сходны с ранее описанными массивами.

Габбровые и габбро-диабазовые интрузии Центрального Урала и западного его склона

На западном склоне Северного Урала и в центральной его полосе имеются многочисленные габбровые и габбро-диабазовые интрузивные залежи. Они являются обычно дайками или пластовыми интрузиями небольшого масштаба и встречаются или в свите метаморфических сланцев или же в толще древнего палеозоя, до верхнего силура включительно. В более молодых отложениях они с достоверностью неизвестны. Наиболее детально описаны Л. Дюпарком габбро Юбрешкина Камня, в районе верхней Вишеры. Оно залегает в зеленых филлитовых сланцах древнего палеозоя в виде дайки и обнажается на вершине горы. Габбро сильно изменено. Роговая обманка бесцветна и является вторичною по пироксену. Плагиоклаз каолинизирован и эпидотизирован с внедрением вторичного кварца. Многие разности сланцеваты и сложены из амфибола и магнетита.

Массив Юбрешкина Камня интересен тем, что в нем имеются залежи титаномагнетита. Магнетит образует зерна и кристаллы с цементом из амфибола, оптические константы которого обнаруживают его щелочность: $2V = -48°—35°$; $N_g — N_p = 0{,}026$; N_g — темно-голубой; N_p — желтоватый. Вместо плагиоклаза присутствуют вторичные каолин и эпидот. Руда образует не жилы, а шлировые сегрегации с неровными зальбандами, и связана переходами с габбро.

Дюпарк приводит анализы пород Юбрешкина Камня. Мы видим с накоплением руды резкое увеличение *fm* с одновременным уменьшением *mg* и *c/fm*. Большой коэфициент *ti* свидетельствует об обилии ильменита.

Таблица 72

Химический состав горных пород Юбрешкина Камня

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	SO_3	Сумма
1	49,97	1,30	13,50	3,55	11,46	Следы	6,51	10,63	2,78	0,26	1,60	—	—	101,56
2	29,60	6,48	11,12	21,14	18,64	0,26	3,96	6,00	—	—	1,40	0,08	0,25	98,93
3	26,62	9,50	11,62	19,50	21,87	0,20	2,57	6,47	1,06	0,34	1,30	—	—	101,05
4	20,30	7,80	7,60	29,99	25,65	0,34	3,68	3,50	—	—	1,70	0,03	0,10	100,69

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	17,91	49,80	25,78	6,51	113,0	2,17	0,07	0,44	0,52	IV	Габбровая
2	12,94	74,35	12,71	—	58,9	9,61	—	0,16	0,17	II	
3	13,17	74,01	13,39	2,43	51,3	13,75	0,20	0,10	0,19	II	
4	5,81	89,24	4,95	—	26,5	7,70	—	—	0,06	I	

1. Габбро. Юбрешкин Камень. 2, 3 и 4. Магнетит. Оттуда же.

Исследования Е. Д. Сошкиной и В. А. Варсонофьевой показали наличие подобных же габбро-диабазовых даек и мелких массивов и севернее, в области 124 и 123 листов. Е. Д. Сошкина отмечает также и наличие эффузивных пород типа диабазов и порфиритов среди метаморфической филлитовой толщи Северного Урала. Они имеют часто миндалекаменную структуру.

Ею же описаны массивы диорита, имеющего иногда характер кварцевого габбро-диабаза, судя по наличию офитовой структуры. Характерно, что и там, подобно Юбрешкину Камню, иногда наблюдается обилие магнетита, вероятно, также с ильменитом, вплоть до образования магнитных аномалий в габбро-диабазах Тимаиза и Севериза.

Восточнее, в свите метаморфических сланцев, наблюдаются гранитные массивы в бассейне Щугора и М. и Б. Патоки. Это розовые, серовато-красные, реже темнобурые, крупно- и среднезернистые массивные породы, претерпевшие катаклаз и раздавливание только на контактах с боковыми породами. Главная их масса принадлежит к типу гранитов как щелочных, так и плагиоклазовых. Встречаются также авгитовые и двуслюдяные разности. Они всегда богаты кварцем и содержат примесь магнетита, рутила и циркона.

Структура их среднезернистая, иногда порфировидная, с вкрапленниками полевых шпатов, реже грубо флюидальная, а по контактам катакластическая вплоть до микробрекчиевидной.

Подводя итоги исследованиям Северного Урала, можно отметить неоднородную степень изученности его. На всем обследованном пространстве петрографические комплексы сохраняют одинаковый характер, несмотря на огромные расстояния, тянущиеся на тысячу километров. К описанным комплексам приурочены полезные ископаемые. В свите древнего палеозоя известны только что описанные месторождения титаномагнетита. В той же свите известны месторождения гематита и пирита (Чувальское и Берзинское), а среди свиты метаморфических сланцев — россыпи золота. В южных частях ряда основных массивов, на Денежкином Камне и южнее известны месторождения платины.

3. Средний Урал

Границами Среднего Урала мы примем для удобства 60° с. ш. на севере и железную дорогу Уфа — Челябинск на юге. Такое ограничение выделяет участок Урала, наиболее изученный в геологическом и петрографическом отношениях. С другой стороны, на севере им отчленяются друг от друга массивы, имеющие колоссальное распространение, как, например, Кытлымско-Тагильский массив основных пород. Всякая другая граница разделила бы на части или этот или более северные массивы. На юге характерным является ильменский щелочный комплекс, который оканчивается у Самаро-Челябинской ж. д. Отсюда же резко изменяется и характер зеленокаменных пород.

В геологическом строении Среднего Урала принимают участие те же комплексы, что и на Северном, но они значительно дополняются на востоке. Если на севере крайним членом, выступающим из-под третичных и четвертичных отложений, являются породы зеленокаменной полосы, то в Среднем Урале, восточнее последней, на-

ходятся обширные площади, сложенные гранитными породами, основными массивами и осадочными образованиями палеозойского возраста. На западе вслед за молодыми палеозойскими отложениями, в анализ которых мы здесь не входим, к востоку следуют породы древнего палеозоя. Их возраст определяется как нижнесилурийский для верхней части толщи, где Э. Ульмером собрана в известняковых прослоях фауна трилобитов. Более глубокие горизонты относятся, вероятно, к кембрию. Еще восточнее следует свита метаморфических сланцев докембрия. Далее, подобно схеме Северного Урала, расположена зона больших интрузий основных пород, с востока к которой примыкает зеленокаменная полоса порфиритов и их туфов с осадочными породами восточного склона. Еще восточнее следуют гранитные и гнейсовые массивы, чередующиеся с полосами кровли осадочных и эффузивных пород. Из этих массивов особенно замечателен тот, который расположен против Уфимского плато, так как к нему приурочено развитие щелочных пород. Центральная часть свиты метаморфических сланцев интересна тем, что к ней приурочен большой гранитный массив.

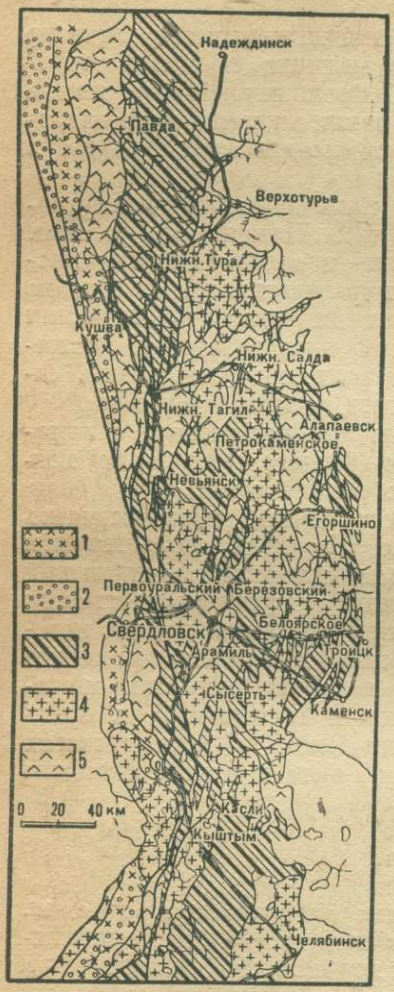


Рис. 78. Геологическая карта Среднего Урала.

1—Метаморфические сланцы; *2*—палеозой; *3*—эффузивные и осадочные породы восточного склона; *4*—граниты; *5*—габбро и другие основные породы.

Тектоника всей этой области очень сложна и начинает распутываться только в самое последнее время, благодаря ряду детальных работ и сплошной площадной съемке. Древний палеозой, согласно данным Е. А. Кузнецова, сложен в веерообразную складку и осложнен разрывами и надвигами как внутри толщи, так и по западному контакту с молодыми палеозойскими породами. Зонами расколов в корнях веерообразных складок воспользовалась габбровая магма и интрудировала свиту частыми удлиненными дайками и массивами.

По границе свиты метаморфических сланцев и древнего палеозоя проходит сильно смятая полоса верхнего силура, прослеживаемая от р. Косьвы на север до р. Чусовой.

Она расположена вдоль огромного тектонического разрыва, продолжающегося и к югу, в область восточного склона. Она прослежена Е. А. Кузнецовым до гранитных и щелочных пород Ильменского комплекса, где она структурно уходит в воздух и не задевает этих пород (рис. 78).

Структура свиты метаморфических сланцев имеет антиклинальный характер. Об этом имеются соображения у Л. Дюпарка и у Е. А. Кузнецова. Однако, западный контакт осложнен вышеупомянутым разрывом. В толще свиты М имеются также большие разрывы надвигового характера, описанные Е. А. Кузнецовым (рукопись).

Интрузии основных пород расположены в зоне разрыва между свитой метаморфических сланцев и зеленокаменной полосой. Иногда участки последней встречаются и к западу от основных пород. В связи с таким тектоническим положением западная граница основных пород претерпела сильный динамометаморфизм. Зеленокаменная полоса имеет синклинальную природу, но осложнена второстепенной складчатостью и рядом разрывов. Особенный интерес представляют те разрывы, которые расположены вдоль краев полосы, в контактах с интрузивными массами. Они представляют крутые зоны смятия и скольжения, превращенные термальными агентами в кварцево-серицитовые и другие сланцы, несущие колчеданные залежи. Природа гранитных и гнейсовых площадей носит антиклинальный характер. Это заставляет считать их также древними по возрасту, аналогичными свите М. Однако, в этом отношении существует противоречие, и геологи, ведущие исследование Урала с юга, приходят к выводу, что породы гранито-гнейсового ильменского комплекса в лице метаморфизованных кварцитов с обрывками амфиболитов представляют метаморфизованные каменноугольные отложения угленосного яруса. Тогда характер этой, наиболее глубоко инъецированной магмой зоны Урала будет скорее синклинальный, осложненный второстепенными антиклинальными структурами. С нашей точки зрения этот район является наиболее глубинным на всем Урале.

Свита древнего палеозоя

Свита древнего палеозоя из Северного Урала проходит в Средний. Здесь она относилась некоторыми авторами частично к свите метаморфических сланцев, частично же к нижнему девону. Е. А. Кузнецов изучал ее в 1932 г. и по аналогии с Пай-Хоем отнес эту толщу к кембрию и кембро-силуру, отчасти к нижнему силуру. Э. Ульмер нашел в ней, в бассейне Косьвы, фауну трилобитов нижнего силура. Подобные же находки были сделаны О. Ф. Нейман в районе Н. Сергинского завода.

В состав свиты входят зеленые филлиты, состоящие из зерен кварца, примеси альбита, эпидота и других минералов, очень часто призмочки турмалина и апатита. Ясно наблюдается первичная слоистость и независимая от нее сланцеватость, выраженная чрезвычайно резко. Зеленый цвет толщи обусловлен наличием хлорита. Эти породы названы А. А. Краснопольским хлоритово-глинистыми сланцами.

В верхних горизонтах толщи, фациально замещая ее, развиты красные и фиолетовые филлиты. Этот постоянный горизонт характеризуется то бо́льшим, то меньшим развитием. Красные сланцы часто тонко переслаиваются с зелеными. Нередко в них можно видеть туфовые вулканические частицы, а иногда они переходят в вулканические туфы и содержат залежи вулка-

нических лав спилитового типа. Они состоят из альбита, ясно вторичного, пронизанного часто хлоритом и авгитом. Между их микролитами присутствует большее или меньшее количество стекла, переполненного непрозрачными или полупрозрачными частицами окислов железа, вероятно, гематита, обуславливающего красный или фиолетовый оттенок этих темных, почти черных пород. Часто наблюдается большое количество кальцитовых миндалин, по выщелачивании которых порода делается пористой. Нередко наблюдается вариолитовая структура, сказывающаяся в сноповидных и лучистых агрегатах длинностолбчатых кристалликов авгита.

Химический анализ подобного спилита с р. Вижая, близ Горнозаводской ж. д., дал следующие цифры.

Таблица 73

Химический состав спилита из древнего палеозоя Западного склона

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
46,77	0,96	17,19	9,67	5,90	5,58	4,64	4,43	0,98	3,52	0,20	0,02	99,85

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
24,89	50,71	12,28	12,12	115,5	1,78	0,13	0,41	0,24

II сечение тетраэдра. Лампросиенитовые магмы, немного пониженное *si* и сильно низкий *k* и *mg*. Для габбровых магм высок *alk* и *c*, для габбро-диоритовых — высок *c*.

Несомненно, что конец отложения всей толщи филлитов характеризовался оживлением магматической деятельности, что должно быть связано с колебаниями земной коры. Такие колебания, действительно, были. Об этом ясно свидетельствуют конгломераты, подчиненные толще фиолетовых туфитов. Их песчанистый цемент обычно зеленый и содержит много хлорита и серицита, образовавшихся от разрушения зеленых филлитов, обломки которых присутствуют среди песчинок. Гальки то редки и разбросаны спорадически, хорошо окатаны, то переполняют породу. Размеры их от нескольких сантиметров до полуметра. Они представлены обычно кварцитовидными песчаниками и доломитами в виде прослоев, встречающихся в верхах филлитовой толщи. Встречаются мелкие гальки филлитов, но особенно характерна частая, но обычно небольшая, примесь гранитных галек. До образования этой древней свиты были интрудированы массы кислых пород, издалека заносившихся в валунах к берегам моря. Только в одном случае констатировано и коренное залегание этих гранитов. У Троицка на Косьве гальки гранита в конгломератах тождественны с гранитом Троицкого месторождения. Е. А. Кузнецов нашел среди них редкие гальки аплитовидного гранита, развитого невдалеке, в свите М у хребта Уральского. Наиболее обычны, однако, гальки гранодиоритов и плагиогранитов. Встречаются гальки кварцитов свиты М, но редко. Это конгломераты регрессии моря.

Среди свиты зеленых филлитов А. А. Краснопольским и Е. А. Кузнецовым указываются и кислые породы в виде порфиров по р. Вильве и Кусье. В последнем случае, однако, порода была отличима от филлитов только под микроскопом — столь сильно она была метаморфизована. Это типичный ортофир с трахитовой основной массой и с вкрапленниками микропертита до 1 *мм*. Мы имеем несомненную фазу магматических явлений в нижнем силуре на западном склоне Урала.

Подобные же туфы наблюдали И. И. Мархилевич, Г. А. Соколов и О. Ф. Нейман в Сергинской даче и южнее.

Петрография свиты М

Свита метаморфических сланцев Среднего Урала исследована неравномерно. Однако, состав ее в общем ясен на всем протяжении Среднего Урала. На севере она изучалась Л. Дюпарком, П. Кротовым, А. А. Краснопольским, Н. К. Высоцким, Е. А. Кузнецовым и др. Согласно этим данным, на севере района в основании свиты залегают слюдяные кварциты и кварцитовые конгломераты. Существование последних интересно тем, что дает нам представление о перерывах в свите М. Гальки конгломератов в кварцитовом цементе представлены кварцем и кварцитами. Следовательно, более древняя часть толщи к моменту отложения кварцитов была уже метаморфизована и разрушена.

Выше залегает толща кварцитовых и слюдяных сланцев с прослоями графитовых сланцев и амфиболитов. Анализ минералогического состава и структуры последних приводит к выводу, что бо́льшая часть их образовалась за счет метаморфизма эффузивных пород и их туфов. Е. А. Кузнецов констатировал в этой толще и кислые эффузивные породы, кварц-порфиры, рассланцованные и метаморфизованные до состояния, близкого кварцитам, но сохранившие реликтовую порфировую структуру в виде вкрапленников бипирамидального кварца и альбита. Роль этих пород, однако, незначительна.

Кварцитовые и кварцево-слюдяные сланцы являются тонкосланцеватыми породами и состоят из мелкозернистого агрегата кварца и чешуек мусковита или серицита. К этим минералам примешивается очень часто карбонат, легко выветривающийся и дающий псевдоморфозы лимонита. Характерно обилие в них рутила и турмалина, а в некоторых случаях магнетита и гематита. Нередко образуются и чистые итабириты. Последние в прекрасном развитии известны у ст. Европейская Горнозаводской ж. д. Иногда в кварцитах развиваются порфиробласты хлоритоида. Фация кварцитовых конгломератов, известная на севере Среднего Урала, к югу выпадает, но вновь появляется у ст. Дружинино и Н. Сергинского завода, где она описана А. Штукенбергом и О. Ф. Нейман. То же можно сказать и об итабиритах. Последние собраны Е. А. Кузнецовым в Ильмовских рудниках близ Дружинина.

Графитовые кварциты и сланцы играют подчиненную роль. Примесь графита в них небольшая, и поиски его не дали нигде положительных результатов.

Амфиболиты представлены, как и на Северном Урале, альбитовыми и эпидотовыми разностями, относящимися к верхней зоне

метаморфизма. Количество альбита и эпидота сильно варьирует. Встречаются отдельные скопления эпидота. Во всех этих породах ясно видна реликтовая порфировая структура. Нередко видны выполненные эпидотом миндалины. Основная масса, а иногда и вся порода превратились в гранобластический до нематобластического агрегат, в котором светлозеленый актинолитовый или голубовато-зеленый глаукофановый амфибол образует игольчатые формы. Иногда при дальнейшем метаморфизме он переходит в яркооранжевый или красно-коричневый биотит, сохраняющий игольчатую форму актинолита. Биотит, однако, является только краткой промежуточной фазой, переходящей затем в хлорит. Калий был дефицитным в составе этих пород, а потому и биотит образуется в небольшом количестве. Хлорит, напротив, иногда нацело вытесняет амфибол, в результате чего образуются различные сланцы — альбит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые и другие комбинации из выше перечисленных минералов. Л. Дюпарк дает длинный ряд анализов описываемых горных пород. Мы не можем их приводить все, но главнейшие из них представлены в табл. 74.

Из нее мы видим, что по коэфициентам кварцитовые породы, хотя и попадают иногда в эруптивное поле, но по их сочетанию не подходят ни к одному типу известных изверженных пород. Первый анализ по *si* отличается от магматических пород. Повидимому, к кварцу имелась примесь продуктов разрушения в пропорциях, соответственных изверженному материалу. Амфиболиты все попадают в группу габброидных магм и представляли до метаморфизма базальтовые излияния и накопления туфов, структуру которых они иногда сохранили. Часто амфиболиты представляют метаморфизованные габбро-диабазовые дайки.

Что касается гнейсов, то сохраняющаяся реликтовая структура порфировых пород свидетельствует о принадлежности их кварц-порфирам, а в некоторых случаях мы имеем среди них метаморфизованные аплитовые дайки (редко).

Весь комплекс метаморфических явлений свидетельствует о том, что процесс происходил в эпизоне, однако, до того породы побывали в более глубинных условиях. Обилие амфибола, реакции перехода его в биотит свидетельствуют о первоначальных условиях верхних частей мезозоны. Сильнейшие тектонические явления отразились на образовании сланцев. Контакт свиты М и силурийских пород характеризуется развитием кварцево-серицитовых сланцев, к которым приурочены небольшие колчеданные линзы (ст. Европейская и др.). Амфиболиты на контактах с другими сланцами всегда оторочены каймой разнообразных хлоритовых сланцев со взаимными с ними переходами.

Анализы 7 и 8 принадлежат породам одного генетического ряда и в поле переходят друг в друга. Мы видим, что при хлоритизации возрастает коэфициент *h* и *fm*, соответственно *si*, *al*, *alk* и *c* уменьшаются вследствие концентрации пластинчатого хлорита в местах, более сильно рассланцованных. Следовательно, при метаморфизме действовали обильные водные растворы. О последнем свидетельствует и образование кварцево-серицитовых сланцев, идущих как за счет кварц-порфиров, так и кварцитов, кварцитовидных песчаников и глинистых сланцев палеозоя. Кварцевые жилы, часто с призна-

Таблица 74

Химический состав кристаллических сланцев Северного Урала

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	91,75	—	3,15	0,62	0,52	0,02	0,37	0,31	1,17	0,69	3,12	—	100,72
2	75,62	—	0,12	23,22	0,31	—	0,08	0,02	0,38	0,11	0,29	—	100,15
3	71,09	0,52	12,21	2,29	2,57	—	1,60	1,78	0,68	3,64	3,29	—	99,67
4	57,41	1,01	18,74	12,97	3,77	0,01	1,83	2,10	0,19	0,08	2,86	—	100,97
5	48,99	0,34	12,53	11,75	4,49	0,02	7,67	11,53	1,98	0,52	0,88	—	100,70
6	39,66	1,02	18,02	12,99	1,67	0,03	9,80	11,82	1,37	0,63	3,70	—	100,71
7	46,76	0,99	15,31	2,43	8,86	0,42	8,64	10,25	2,24	0,01	3,55	0,21	99,87
8	43,74	1,41	8,84	1,82	10,04	0,49	18,21	9,31	0,35	0,06	4,91	0,24	99,42
9	66,64	0,30	15,44	1,64	2,16	0,32	2,12	5,65	2,86	0,69	1,78	0,26	99,96
10	65,69	0,95	16,23	2,90	2,74	—	1,88	0,55	2,43	4,09	2,97	—	100,43
11	77,61	—	12,94	0,84	1,14	—	1,05	0,39	2,61	2,36	1,00	—	100,22

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	35,6	27,5	6,9	30,0	175,6	—	0,27	0,38	0,25	II/III	Натрово-сиенитовая
2	0,3	97,3	0,1	2,3	378	—	0,14	0,004	0,001	I	Нет среди изверженных пород
3	39,2	34,1	10,4	16,3	387,1	2,29	0,78	0,38	0,31	III	То же
4	37,7	53,5	7,8	0,9	197,1	2,68	0,25	0,17	0,15	II	Глинисто-песчаные осадки
5	16,0	52,5	26,8	4,7	106,0	0,52	0,17	0,48	0,51	IV	Нормальная габбровая
6	20,9	50,6	25,0	3,5	78,5	1,56	0,24	0,57	0,50	IV	То же
7	20,07	50,19	24,47	5,27	104,2	1,66	0,003	0,58	0,49	IV	„ „
8	9,90	70,59	18,79	0,72	82,4	2,01	0,11	0,73	0,27	III	Горнблендит-пироксенит-перидотитовая
9	36,58	26,12	24,38	12,92	268,4	0,92	0,16	0,49	0,93	V	Пелеитовая
10	42,8	32,3	2,7	22,2	292,8	3,21	0,52	0,39	0,08	I	Глинистые осадки
11	49,23	22,00	2,72	26,07	502,2	—	0,37	0,46	0,12	II	Аплит-гранитовая

Кварцитовый сланец. Юго-запад Павды. 2. Кварцит олигоклазовый. Магдалинский Камень. 3. Кварцево-слюдяный сланец. Кваркуш. 4. Кварцит с порфиробластами хлоритоида. Павдинская дача. 5. Амфиболит. Юго-запад Павдинской дачи. 6. Эпидозит. Павда. 7. Амфиболит. Горнозаводская ж. д. 8. Хлоритовый сланец. Там же. 9. Гнейс. Там же 10. Серицитовый гнейс. Север Среднего Урала. 11. Серицитово-альбитовый гнейс р. Ис.

ками сульфидов и с золотом, являются также свидетелями гидротерм.

Обширно развитая на севере и на юге Среднего Урала свита М захватывается у Висимо-Шайтанска грандиозной северо-западной дислокацией и, сохраняя состав кварцитов, кварцитовых и графитовых сланцев, низводится до полосы не более 1,5 *км* ширины и прослеживается до Билимбая, где снова расширяется, выходя к югу от дислокационной зоны. Сильные надвиговые дислокации с образо-

ванием милонитов и хлоритовых сланцев можно видеть у ст. Хребет Уральский.

Свита метаморфических сланцев описанного состава простирается далее на юг до широты Мариинского завода. Южнее, в области между Кыштымом и Нязепетровским заводом, свита М, сохраняя свой состав, обнаруживает более глубокий метаморфизм. Это обусловлено в главной мере интрузией огромных масс гранитов, инъецировавших толщу сланцев. Кварциты этого района (г. Юрма, Уфимские и другие горы) среднезернисты, сильно перекристаллизованы и содержат часто гранаты, мусковит, кианит, нередко ставролит и другие минералы. Местами в их составе принимают участие: рутил, магнетит или ильменит, вплоть до образования мелких месторождений железа (Каслинская дача).

На Уфимских горах слюдяные и кианитовые кварциты принимают грубозернистое строение и местами становятся почти массивными. По составу ясно, что материалом для их образования служили глинисто-песчаные отложения. В одной копи, заложенной на слюду, можно наблюдать воздействие гранитных флюид на кварцитовый субстрат, сказавшееся в образовании гигантолитовых агрегатов кварца и слюды, неделимыми до 5 *см*, взаимно прорастающих друг друга. Накопление слюды влечет к образованию слюдяных сланцев, часто встречающихся в свите М.

Среди кварцитов и гнейсов в том же районе развиты и амфиболиты. Они также обладают признаками глубокой перекристаллизации. Плагиоклаз в них представлен средними или даже основными членами ряда, причем эпидот играет незначительную роль или отсутствует. Роговая обманка, встречающаяся в них, обладает густой зеленой окраской, а структура принимает гранобластический характер. Очень часто развивается гранат.

Вся ассоциация минералов в породах и структура последних свидетельствуют о перекристаллизации в условиях мезозоны. Тектонически этот район представляет грандиозное поднятие типа антиклинали, с чем стоит в связи и глубокое проникновение толщи гранитами. Тем самым осуществляются два условия: большая глубина и большая температура, соответствующая мезозоне.

Зеленокаменная серия (рис. 78)

Геология. Восточный склон литологически отличается от западного. Если на последнем вулканогенный материал в строении слоистых напластований играл незначительную роль, то на восточном склоне в зеленокаменной полосе ему принадлежит первое место, тогда как осадочные породы отступают на второй план. Только на Северном Урале они играют выдающуюся роль (район Ивделя). Установить возрастные отношения в однообразной толще эффузивных пород, слабо обнаженных в виде россыпей глыб и камней, часто при отсутствии осадочных образований, является делом почти невозможным. Вот почему до последнего времени вопросы стратиграфии и последовательности развития вулканогенных явлений были неясны. В последнее время работники Северного Урала, в южных частях последнего (Е. П. Молдаванцев, В. М. Сергиевский, Ходалевич), пролили свет на возрастные отношения эффузивных пород. Некоторая ясность

внесена в вопросы стратиграфии, осадочные комплексы разделены на горизонты. Для Среднего Урала много нового дали работы Е. А. Кузнецова, Л. М. Афанасьева, К. И. Асташенко, Н. Г. Марковой и Н. В. Литвинович. На основании всех этих исследований выясняется следующий ход развития вулканизма.

Наиболее древними вулканическими процессами здесь считаются верхнесилурийские излияния. Их нижний предел неизвестен. Они подстилают верхнесилурийские известняки. Более древние осадочные образования неизвестны. Н. Г. Маркова указывает на наличие под ними кварцитовых сланцев, возраст которых относится также, вероятно, к верхнему силуру.

В верхнем силуре излияния имели состав базальтов и андезито-базальтов. По мнению Е. П. Молдаванцева и по данным К. И. Асташенко, изливались также и кислые альбитофировые лавы. Те же лавы изливались и в нижнем девоне. По мнению В. М. Сергиевского, излияния в верхах нижнего девона сменились из базальтовых и порфиритовых на альбитофировые.

Те же лавы изливались и в среднем девоне, к концу которого состав лав приобрел порфировый характер.

По данным Е. А. Кузнецова, верхнесилурийские излияния Среднего Урала носили порфиритово-диабазовый и альбитофировый характер. Это заключение вытекает из тектонических соотношений, так как эти породы попадают в основу тектонического разреза зеленокаменной полосы Среднего Урала. По данным Н. В. Литвинович, у В. Туринского завода верхнесилурийская толща известняков, сложенная в антиклиналь с второстепенною синклиналью, в которой выступают слои D^2_2, перекрыта излияниями и порфиритов и ортофиров. При размыве последних р. Турою, эта толща обнажилась тонкой полосой по реке. К северу лежат диабазовый и сиенитовый очаги Актая (Л. М. Афанасьев) (рис. 79). Отсюда следует вывод, что лавы ортофиров и части порфиритов моложе D_2^2 и относятся к верхам D_2^2 или даже D_3. Более молодых образований, кроме четвертичных, в зеленокаменной полосе неизвестно.

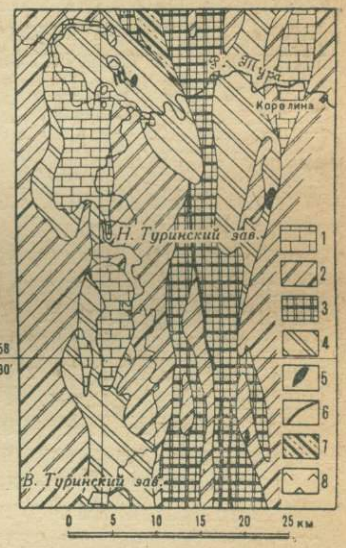


Рис. 79. Геологическая карта окрестностей Нижнетуринского завода.

1—известняки; *2*—порфириты; *3*—альбитофиры; *4*—ортофиры и их туфы; *5*—сиениты; *6* — кварцево-серицитовые сланцы; *7*—окварцованные альбитофиры; *8*—диабазы.

Из осадочных пород, кроме известняков верхнего силура и до среднего девона, известны различные кремнистые осадки, переслаивающиеся с туфами и переходящие в кварцитовые сланцы и туфиты. Они относятся к различным горизонтам. В древних отложениях существуют прослои белых кремнистых и кремнисто-эпидотовых и других туфитов. Вероятно, к ним же относятся фиолетовые и красные туфиты и туфы, широко развитые в Нижнем Тагиле в связи с известняками верхнего силура. Местами появляются красные сургучные яшмы. В связи с ортофировыми излияниями

(D_2^2—D_3) наблюдаются желтые туфы и туфиты, также переходящие в кварцитовые сланцы.

На севере Е. С. Федоров указывал на наличие тентакулитовых глинистых сланцев. Во всех этих толщах кремнистых и кремнисто-глинистых образований наблюдаются остатки радиолярий в виде тонкозернистых круглых псевдоморфоз кварца.

Петрографию этой, весьма сложной вулканогенной толщи нельзя считать достаточно изученной. Существуют классические исследования Л. Дюпарка и Н. К. Высоцкого, давших прекрасную характеристику этих пород. Но мы не можем с достаточной точностью опереться на возрастные их соотношения, тем более, что нет надежных отличий более древних и более молодых порфиритов и альбитофиров. Эта работа является задачей следующего этапа исследования в местах, где возраст излияний определяется лучше. Тем не менее и чисто петрографическая характеристика дает много интересного для выводов о магматической жизни Урала.

Петрография. В районе Среднего Урала развиты разнообразные излившиеся породы. Наиболее полная характеристика их дана Л. Дюпарком. Район р. Иса и Черноисточенской дачи охарактеризован Н. К. Высоцким. В районе Кушвы и Верхней Туры производили работы В. М. Дервиз, П. М. Замятин, Л. М. Афанасьев и Е. А. Кузнецов. Кроме статьи П. М. Замятина, данные этих исследований не опубликованы. Мы имели возможность воспользоваться результатами работ Е. А. Кузнецова и Л. М. Афанасьева. Южнее Тагильского района вел работы В. В. Никитин и Е. А. Кузнецов, но данные последнего не опубликованы и, кроме того, лишены химической характеристики. Площадь Невьянского района изучена Б. М. Романовым и Е. А. Кузнецовым. Точно так же не доведен до конца огромный район работ Е. А. Кузнецова вплоть до Карабашского завода. Петрографическая характеристика лишена в этих районах долгого и дорого стоящего химического исследования. Тем не менее, мы считаем, что химических данных для северной части Среднего Урала будет достаточно для общих петрогенетических выводов.

На основании исследований Л. Дюпарка и Н. К. Высоцкого, выделяется два типа эффузивных пород: 1) основные и средние и 2) трахитоидные и кислые, щелочной гранит-сиенитовой магмы. Среди основных пород выделяются следующие разности.

Таблица 75

Химический состав толеита

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
47,36	0,64	12,40	8,90	7,15	Следы	9,47	10,31	1,70	0,38	1,94	100,25

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
16,27	59,71	19,82	4,20	105,6	1,07	0,13	0,53	0,33	III	Нормально-габбровая

1. Толеиты представляют редкие породы, черные, кристаллличные, напоминающие по виду пироксениты. Они состоят из пла-

гиоклаза (№ 33—70), авгита ($2V = +54°$), оливина ($2V = -87°$) и довольно большого количества магнетита. Структура офитовая.

2. Диабазы представляют плотные афанитовые, иногда среднезернистые, даже габброидные породы. Они состоят из плагиоклаза (№ 42—77) и авгита. Последний господствует и представлен бесцветной или фиолетовой разностью. Изредка встречается гиперстен, но в виде псевдоморфоз бастита и только в долеритовом типе. Магнетит образует многочисленные частицы и октаэдры. Л. Дюпарк различает три типа диабазов: 1) офитовый, 2) зернистый и 3) долеритовый, со стеклом в промежутках между кристаллами.

Таблица 76

Химический состав диабазов Навдинской дачи

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	49,10	1,15	17,85	3,43	5,05	6,81	12,62	2,96	1,06	1,06	101,10
2	49,00	0,50	18,66	7,55	5,07	2,87	11,12	2,24	1,61	1,26	99,88
3	50,27	1,61	16,86	4,98	5,95	6,17	8,81	4,23	0,39	0,68	99,95

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	23,57	38,13	30,35	7,95	110,2	1,94	0,19	0,60	0,80	V	Пироксенит-горнблендит-габброидная
2	27,24	35,15	29,59	7,92	121,7	0,94	0,32	0,30	0,84	V	Оссипитовая
3	23,82	43,09	22,66	10,43	120,8	2,89	0,06	0,52	0,52	IV	Габбро-диоритовая

1. Диабаз офитовый. 2. Долеритовый. 3. Амфиболизированный офитовый диабаз. Навда.

Многие диабазы претерпевают явления эпидотизации и уралитизации, причем пироксен нацело переходит в уралит, плагиоклаз также разлагается, появляется лейкоксен. Дальнейший процесс ведет к развитию хлорита. При эпидотизации плагиоклаза выделяется альбит. В конечном счете получаются породы, состоящие из эпидота, альбита, хлорита и кварца, исчезают и всякие следы первоначальной структуры.

Диабазовые порфириты связаны постепенными переходами и диабазами, отличаясь от них наличием вкрапленников. Последние представлены авгитом, плагиоклазом (№ 42—63) и реже гиперстеном. Основная масса офитовая, часто сильно хлоритизированная. Деление на три типа, приведенное для диабазов, сохраняется. Химические анализы этих пород — см. табл. 77.

Авгитовые витрофириты встречаются часто по р. Лобве. Это — темные, почти черные породы, состоящие из основной массы и вкрапленников. Основная масса господствует и состоит из изотропного коричневого стекла, в котором, погружены вкраплен-

Таблица 77

Химические анализы диабазовых порфиритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	53,75	0,61	18,57	3,88	5,66	0,20	3,05	8,38	3,30	1,62	1,16	100,18
2	52,92	0,64	18,45	5,45	3,88	0,32	3,07	9,38	3,10	1,58	1,17	99,96

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	29,92	33,93	24,58	11,57	147,2	1,25	0,24	0,37	0,72	V	Оссипитовая
2	29,25	32,90	27,05	10,80	142,6	1,29	0,25	0,38	0,82	V	»

Таблица 78

Химические анализы авгитовых витрофиритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	57,89	0,72	17,02	3,04	3,48	—	3,16	8,30	2,40	0,48	3,59	100,08
2	51,86	0,82	14,60	6,82	4,08	0,28	2,20	9,58	4,00	1,86	2,94	99,04

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	31,70	31,80	28,17	8,33	183,4	1,71	0,12	0,48	0,89	V	Пелеитовая
2	23,87	33,52	28,54	14,07	144,1	1,72	0,23	0,27	0,85	V	Габбро-диоритовая-оссипитовая

Таблица 79

Химический состав авгитофиров

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
48,28	0,65	14,96	5,51	5,80	Следы	8,20	10,60	2,81	1,15	2,20	100,16

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
19,62	47,38	25,31	7,69	107,7	1,09	0,21	0,58	0,53	IV	Нормально-габбровая

ники, представленные диопсидом ($2V = +62°$), реже гиперстеном ($2V = -67°$), амфиболом и плагиоклазом № 35—75. Интересен факт сохранения столь свежих стекловатых пород. Химические анализы их — см. табл. 78.

Мы видим среди описываемых пород представителей как габбрового, так и диоритового семейства.

Авгитофиры представляют редкие породы, состоящие из плотной изотропной основной массы, содержащей вкрапленники авгита и мелких кристалликов магнетита. Иногда в основной массе различаются волосовидные микролиты плагиоклаза и вторичный хлорит. Химический состав их дан в табл. 79.

Плагиоклазовые порфириты с авгитом и роговой обманкой сильно варьируют в составе. Они окрашены светлее диабазовых порфиритов. Под микроскопом видны мелкие вкрапленники плагиоклаза (№ 50—40), диопсида ($2V = 60°$) и роговой обманки. Основная масса плотная, зернистая, серая или зелено-фиолетовая, иногда пузыристая. Иногда среди вкрапленников встречается гиперстен, превращенный в бастит. Основная масса гиалопилитовой структуры состоит из микролитов андезина и магнетита с цементом изотропного стекла. Вариации, встречающиеся в районе, представлены: 1) авгитовыми, 2) гиперстеновыми и 3) роговообманковыми порфиритами. Кроме замещения гиперстена баститом, пироксены изменяются в хлорит с кальцитом, плагиоклазы — в каолин и эпидот, а основная масса приобретает вторичный кварц. Химический состав их дан в табл. 80.

Таблица 80

Химический состав плагиоклазовых порфиритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	62,96	0,68	14,34	4,53	1,10	0,31	1,64	5,36	5,05	0,97	2,90	99,84
2	62,54	0,78	12,62	9,03	1,09	0,26	1,26	6,28	3,12	1,82	1,72	100,52

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	32,27	24,62	21,96	21,15	240,8	1,95	0,12	0,38	0,89	V	Кварц-диоритовая
2	25,90	34,15	25,36	14,59	219,3	2,05	0,28	0,19	0,74	V	Диоритовая с повышенным *si*

1. Плагиоклазовый порфирит. О. м. микролитовая. 2. То же, гиалопилитовая о. м. Павда.

Уралитовые порфириты играют на севере меньшую роль, чем на юге, а вообще образуют местные участки в пределах развития плагиоклазовых порфиритов. Их вкрапленники представлены ура-

литом, часто с остатками первоначального моноклинного пироксена, и плагиоклазом № 47—63. Основная масса очень изменчива: то микролитовая, то гиалопилитовая. Микролиты плагиоклаза принадлежат андезину. Стекло обычно является мутным от железистых продуктов. Химический состав дан в табл. 81.

Таблица 81

Химический состав уралитовых порфиритов

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
65,00	0,52	14,62	3,07	2,81	3,06	6,40	2,35	0,98	1,20	100,01

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
31,17	33,47	24,86	10,50	235,6	1,41	0,22	0,50	0,74	V	Пелеитовая

Спилиты представлены красноватыми, коричневыми или зеленоватыми темными породами, обычно афировой структуры. Они состоят из микролитов альбита с черным железистым стеклом. Много вторичных минералов — кальцита, хлорита, кварца и эпидота. Миндалины выполнены кальцитом и кварцем. Химический анализ дан в табл. 82.

Таблица 82

Химический состав спилитов

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
55,46	1,00	15,30	6,06	3,71	3,89	4,24	2,58	1,55	5,30	99,09

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
29,51	44,21	14,89	11,39	181,8	2,46	0,28	0,43	0,34	III	Кварц-диоритовая, увелич. *fm*

Кварцевые порфиры развиты отдельными площадями. Это — светлые, плотные породы, в которых наблюдаются вкрапленники кварца и полевого шпата, реже роговой обманки, достигающие до 6 *мм*. Основная магма фарфоровидная, фельзитовая, светложелтая, серая или фиолетовая. Иногда основная масса носит микрогранитный, гранофировый или сферолитовый характер. Наблюдаются структуры, переходные к микролитовой. Процессы вторичного изменения сводятся к каолинизации и окремнению. В химическом отношении наблюдаются следующие главные вариации (табл. 83).

Кератофиры *Л. Дюпарк* считает промежуточными породами между кварцевыми порфирами и андезитами. Чаще они обладают трахитоидным характером. В них нет кварца, флюидальная основная масса чаще микролитовая. Одни из них тяготеют к кварцевым порфирам, другие — к дацитам и андезитам. Они развиты

Таблица 83

Химический состав кварцевых порфиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	70,06	0,45	11,28	5,19	0,52	0,85	3,73	4,60	0,78	2,26	99,72
2	71,99	0,67	13,21	4,50	—	1,49	4,23	1,97	0,80	2,55	101,41
3	77,72	0,20	12,48	2,30	—	0,41	0,36	5,03	0,48	0,80	99,78

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	31,33	26,43	18,87	23,37	283,6	1,59	0,10	0,23	0,71	V	Гранитно-тронтгиемитовая
2	43,27	27,58	22,27	11,88	354,0	2,48	0,21	0,40	0,81	V	Пелеитово-тронтгиемитовая
3	48,15	5,39	2,52	33,94	510,0	0,98	0,06	0,26	0,26	III	Тронтгиемитовая

1. Кварц-порфир. 2. То же, р. Каква. 3. То же. Все три из Павдинской дачи. Все анализы относятся к кварцево-диоритовым магмам.

всегда вместе с кварцевыми порфирами и вместе с ними картируются. Изменения их сказываются в серицитизации, каолинизации и окварцевании. Плагиоклаз вкрапленников содержит от 2 до 8% анортита, редко подымаясь до 37%. Основная масса состоит из альбита, иногда с примесью эпидота и хлорита. Ими же выполняются и пустоты в породе. Химические анализы пород даны в табл. 84.

Таблица 84

Химический состав кератофиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	65,84	0,65	15,28	1,26	2,59	1,35	2,52	4,66	3,08	1,60	98,83
2	69,24	0,55	14,31	2,92	2,20	2,55	0,73	4,64	0,38	2,16	99,68
3	73,95	0,24	11,88	3,72	0,07	0,39	0,29	5,94	1,45	1,94	99,87

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	38,53	22,15	11,57	27,75	282,2	1,67	0,30	0,39	0,52	IV	Нормально-гранитная-гранодиоритовая
2	38,60	36,12	3,58	21,70	317,5	1,90	0,05	0,48	0,10	I	Эвзито-гранитная
3	40,13	19,77	1,79	38,31	407,4	1,03	0,14	0,17	0,10	I	Щелочно-гранитная

По этим коэфициентам, породы носят смешанный характер, обнаруживая некоторую щелочность, за что они могут быть объединены под названием кератофиров, иначе называемых также альбитофирами. Первый из анализов лучше назвать кварцевым порфиритом, вторые два — кварцевыми альбитофирами.

Ортофиры описаны на Урале уже давно, но петрографической характеристики их не было. Эти породы залегают в виде нескольких типов. Во-первых, в виде описанных выше сиенит-порфиров, образующих куполовидные возвышенности, представляющие ядра вулканов, обнаженные эрозией. Около них располагаются лавовые поля или поля туфов, которые сменяются к востоку туфитами и кремнистыми сланцами. В свое время здесь была береговая линия и вдоль нее располагался ряд вулканов, изливавших лавы. Ортофиры описаны были для Тагила А. К. Болдыревым. Отсюда они прослежены Е. А. Кузнецовым по Среднему Уралу от Кушвы до Уфалейского района в виде полосы, прерванной только большой северо-западной дислокацией. На север они прослежены до Туры и далее Л. М. Афанасьевым. Они известны также на востоке Павдинского района (В. М. Сергиевский, К. И. Асташенко), но наиболее интенсивного развития достигают в Тагильском районе.

Сиенит-порфиры с переходами в гипабиссальные сиениты отличаются зернистой микросиенитовой основной массой. В состав последней входят микропертит или альбит и темноцветный компонент, представленный или мелкими листочками биотита или диопсидом. И тот и другой зажаты зернами полевого шпата. Последние иногда идиоморфны. Иногда полевой шпат кристаллизовался в виде звездчато-лучистых сферолито-подобных агрегатов. Вкрапленники принадлежат альбиту или микропертиту и собираются часто в сростки, представляющие участки кристаллизовавшихся на глубине горных пород, вынесенных при излиянии на поверхность. Калиевый полевой шпат всегда носит характер позднего автошевматолитического метасоматоза, доходящего до почти полного вытеснения первоначального альбита. Среди них есть разности альбитового состава, не содержащие ортоклаза. Это — настоящие кератофиры, аналогичные альбитовым фациям сиенитов. Иногда эти фации образуют небольшие самостоятельные интрузивные залежи, в которых они обладают зернистым строением.

Ортофиры по составу и структуре не отличаются от предыдущих, но обнаруживают все свойства лав, до пузыристых разностей. Около Тагила и южнее очень часто встречаются перлитовые их лавы. Структура лав, кроме описанной, очень часто носит типичный трахитовый характер. Огромное количество туфов характеризует эту толщу. Вязкая трахитовая лава трудно давала потоки, а распылялась взрывами в туфовые массы. В туфах можно встретить обломки пород всех указанных структур. Господствуют мелкообломочные разности. Цементом их служит тонкообломочный материал того же состава, обычно пропитанный хлоритом. Лавы и туфы ортофиров в окрестностях Тагила и Кушвы обладают в контактах с сиенитами роговиковой структурой и содержат местами обильные прожилки фиолетового флюорита.

Туфиты ортофиров тесно связаны с кремнистыми сланцами. Это — желтые глинистые сланцы, связанные с туфами, разви-

тые в окрестностях Тагила и южнее, встреченные также и у Полевского завода. В их составе мелкообломочный пылевидный материал состоит из минералов ортофиров. Нередко они слегка серицитизированы. В их составе встречаются остатки радиолярий.

Можно отметить некоторую закономерность, быть может кажущуюся, но легко объяснимую из общих геологических соображений. В северной части Среднего Урала лавы ортофиров редки. Преобладают туфы, которые по р. Туре слагают огромные площади. Начиная с Тагила, лавы играют большую роль. Сильная сдавленность зеленокаменной полосы в этом районе свидетельствует о большей силе проявления горообразующих процессов. Одним из этих проявлений было излияние описанных лав, которые под влиянием более сильного напора, чем на севере, легче давали потоки, тогда как там распылялись в туфовые частицы. Необходимо отметить свежесть этих пород сравнительно с другими эффузивными типами. Только редко наблюдались явления сдавливания их и даже серицитизации. Обычно они массивны и, повидимому, прикрывают рассланцованные, более древние породы. Химическую характеристику ортофиров см. в табл. 85.

Таблица 85

Химический состав ортофиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма
1	54,42	—	16,04	5,21	2,37	1,41	4,28	8,12	2,49	3,68	1,28	—	1,18	100,48
2	56,53	0,55	18,91	0,75	5,95	0,36	2,82	2,43	3,69	6,26	1,82	0,21	—	100,28
3	55,79	—	21,07	8,10	1,69	—	2,13	1,63	2,84	3,67	2,39	—	—	99,31
4	59,60	—	19,37	0,78	4,33	—	1,45	1,23	4,23	7,44	1,73	—	0,02	100,18
5	56,97	0,52	21,46	0,77	2,18	0,35	1,24	3,00	2,99	10,09	0,92	0,15	0,00	100,78

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	25,92	37,11	23,91	13,06	149,5	—	0,50	0,48	0,64	IV	Соммаит-диоритовая
2	35,48	32,08	8,31	24,13	180,3	1,32	0,53	0,42	0,26	III	Нормальная сиенитовая
3	41,43	35,71	5,84	17,02	186,5	—	0,46	0,30	0,17	II	Вне поля
4	40,81	22,80	4,73	31,66	213,3	—	0,54	0,34	0,20	II	Лейкосиенит-монцонитовая
5	42,46	15,32	10,82	31,40	191,6	1,31	0,69	0,41	0,71	V	Лейкосиенитовая

Из анализов следует принадлежность пород к сиенитовым магмам с уклоном иногда к монцонитовому типу.

Описанные породы являются характерными для районов северной части Среднего Урала. Динамометаморфические явления сказываются здесь только местами, и часто встречаются нормальные породы. Явления смятия, уралитизации, хлоритизации и эпидотизации захваты-

вают основную серию пород и их туфов. Явления каолинизации, серицитизации и окварцевания характерны для кислого ряда пород. Здесь необходимо оговориться относительно терминологии. Многие авторы, работавшие южнее Л. Дюпарка, а также и севернее, ввели ряд терминов, привившихся в литературе. Е. С. Федоров плагиоклазовые порфириты Богословского округа называл по имени вкрапленников плагиоклаза — андезинофиры, альбитофиры и др. Последний термин

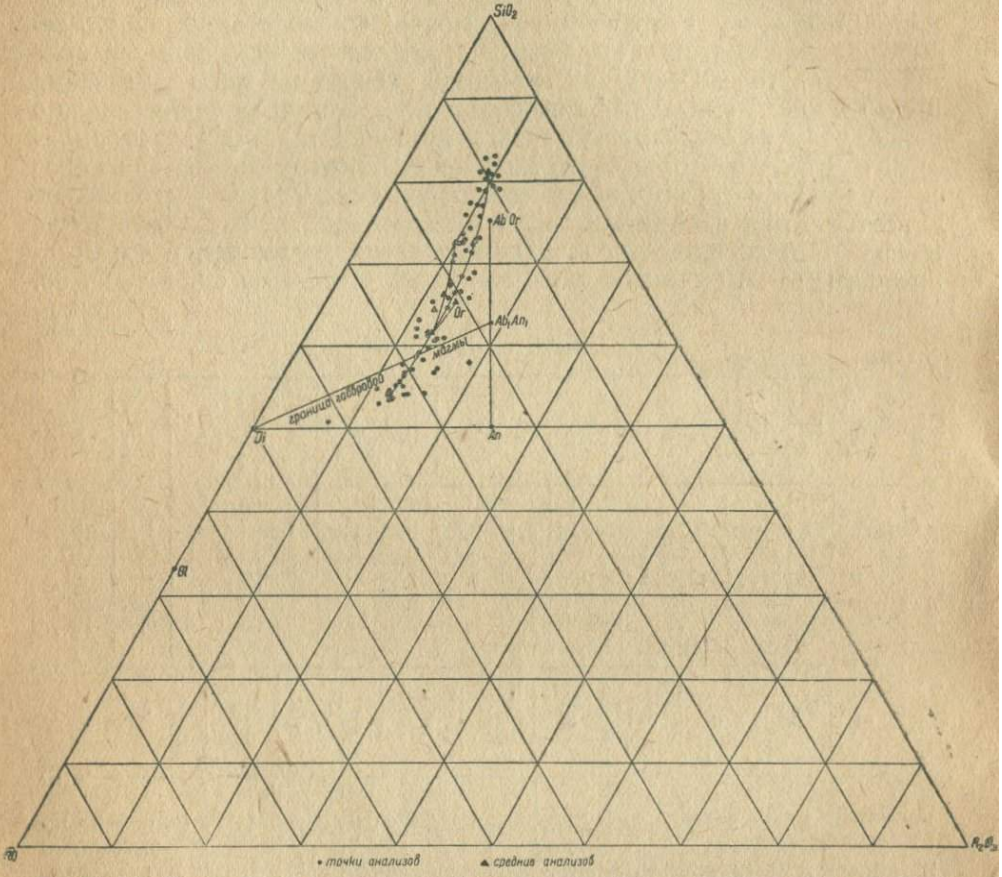


Рис. 80. Диаграмма химических анализов горных пород зеленокаменной полосы, по системе Левинсон-Лессинга.

широко привился в уральской литературе и является очень удобным, так как характеризует целую серию пород, тесно связанных друг с другом. Нужно остерегаться только в отношении его применения к измененным альбитизированным породам. Одни альбитофиры, как мы видели из предыдущего изложения, близки к дацитам и андезитам, другие — приближаются к кварцевым порфирам. Последние в зеленокаменной полосе представлены почти исключительно разностями с альбитом и являются кварцевыми альбитофирами. Наличие в породах вторичного, равномерно распределенного эпидота свидетельствует о присутствии в первоначальных породах не альбита, а более

основного плагиоклаза, и название альбитофира в этом случае приложить нельзя.

Мы видели, что Л. Дюпарк дал другое название этим породам — кератофиры. С употреблением этого термина также необходима осторожность. Если его применять к породам щелочного ряда, как это следует по общепринятому смыслу термина, то несколько щелочной характер имеют только одиночные и типичные альбитофиры. Щелочной характер не чужд и некоторым ортофирам, а именно их альбитовым фациям, не представленным нашими анализами. Вследствие этого лучше применять уже установившиеся термины — альбитофир и ортофир, как отражающие действительный минералогический и структурный тип породы.

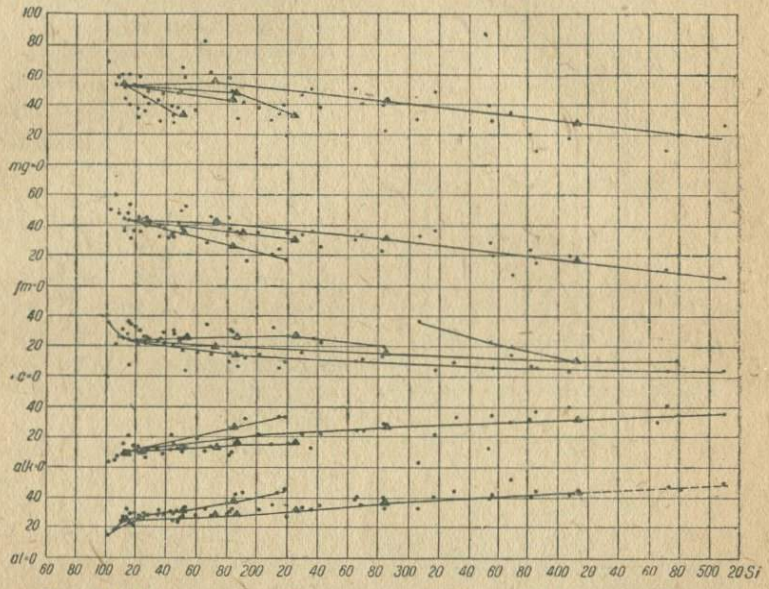


Рис. 81. Диаграмма химических анализов, по системе Ниггли.

Южнее Тагила альбитофиры широко распространены в области, прилегающей к интрузивным массивам. Иногда к ним примыкают и кварцевые альбитофиры. Их лавы сопровождаются туфами то мелкозернистыми, то грубообломочными, то плотными туфитового типа. Эти полосы, будучи приурочены к контактовым областям с устойчивыми массивами, подверглись смятию и гидротермальному метаморфизму. В зонах смятия расположено большинство уральских колчеданных залежей. Наиболее интересной полосой является та, которая идет вдоль Тагильского массива и на которой расположен ряд рудников. Из них наиболее известны месторождения: Юрьевское, Левихинское и Карцушинское. С другой стороны, в Калатинском районе расположено альбитофировое поле с кварцевыми альбитофирами, с зонами смятия и с колчеданными залежами Калаты и Белой речки.

Южнее альбитофиры в виде незначительных обрывков развиты в зоне северо-западной главной дислокации. В районе Полевского за-

вода они почти отсутствуют. Далее к югу они везде играют ничтожную роль.

Диабазы и базальтоидные порфириты наблюдаются и южнее. В Тагильском районе мы можем встретить почти все разности, развитые на севере; они описаны Н. К. Высоцким. Однако, мы не найдем среди них стекловатых разностей. Все они более или менее смяты, эпидотизированы и хлоритизированы. Соответственно этому плагиоклаз в них замещается альбитом. Однако, еще много имеется и массивных, хотя и метаморфизованных, разностей. В районе Полевского завода они также еще господствуют, но остатки первоначальных минералов редки. Южнее смятие увеличивается, и в районе Уфалея и Кыштыма большая часть их превращена в хлоритово-альбитовые и эпидотовые, в актинолит-альбитовые с эпидотом и другие зеленые сланцы. В этих породах часто теряются даже следы первоначальной структуры. Этот метаморфизм обусловлен исключительно сильными динамическими процессами и сжатием, довершим ширину зеленокаменной зоны местами до 2 *км*, против 30—40 *км* на севере. Химической характеристики этих пород в опубликованной литературе не имеется.

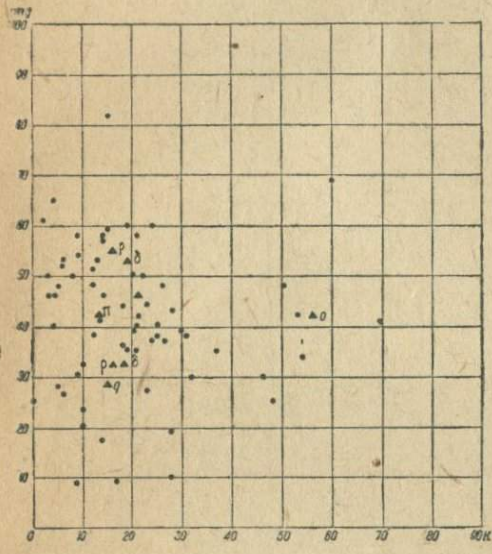


Рис. 82. Диаграмма k — mg по системе Ниггли для пород зеленокаменной серии.
д—диабазы; *q*—кварцевые диабазы; *р*—порфириты; *п*—альбатофиры; *q*—кварцевые альбитофиры; *о*—ортофиры.

Химические исследования эффузивных пород. В литературе имеется около 100 анализов эффузивных пород Среднего Урала. Главнейшие из них сведены в табл. 78—90. Мы приводим диаграмму их точек, по схеме Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Из нее мы видим непрерывный ход диференциации магмы — от диабазов до кварц-порфиров. Обращает внимание незначительное рассеивание точек анализов. Более значительные отклонения от средней линии обусловлены обычно метаморфическими изменениями (рис. 80).

Такой же характер изменения имеют и коэфициенты по системе Ниггли. Из диаграммы (рис. 81) мы видим ход изменения алюминия (*al*) в зависимости от *si*. Оно дает небольшие колебания величин. Выдаются точки повышенного содержания *al* у ортофиров. Значительно более сильное рассеивание точек мы видим на диаграмме *alk*—*si*. Кроме главной линии, здесь выделяется так же линия ортофиров, отщепляющаяся от диабазов. Вместе с тем наблюдается появление пород, обедненных щелочами. Еще большее рассеивание точек мы видим для извести (*c*), и особенно резко в средних и кислых породах с *si*, большим 160 и большим 300. Это свидетельствует о дальнейшей диференциации очага, в котором наряду с разностями, бедными из-

вестью, появились и разности, носят кератофировый характер. кварцевые альбитофиры и ортофиры.

По коэфициентам *fm* породы почти так же сильно диспергированы, но связи с рассеиванием их на предыдущей диаграмме нет. Еще большее рассеивание мы видим в относительном содержании магния (*mg*). В каждом типе дальнейшее разделение шло, повидимому, самостоятельно. Тоже справедливо и для K_2O. В этом отношении обращает внимание богатство калием ортофиров. На калий-магний диаграмме (рис. 82), представляющей отношение K_2O—Na_2O—MgO — FeO, сказывается то же качество ортофиров. Большая часть пород относится к известково-натровому ряду; некоторые ортофиры обнаруживают накопление K_2O и переход в калийный ряд. Эти же колебания имеются и у диабазов, из которых один также находится в калийном ряду.

обогащенные ею. Первые из них носят кератофировый характер. Это будут различные альбитофиры,

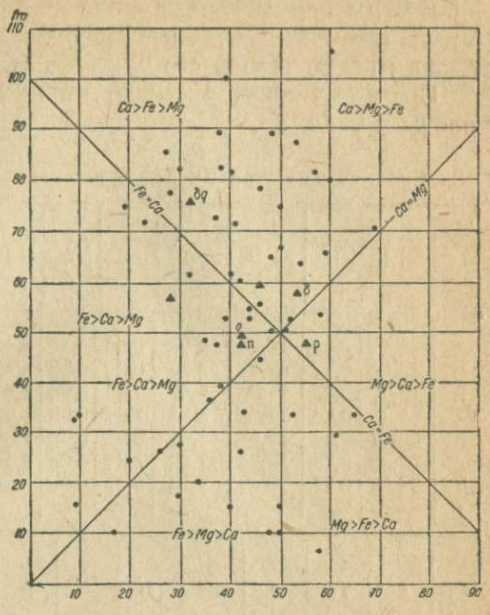


Рис. 83. Диаграмма *mg*—*c*/*fm* (по Ниггли) для пород зеленокаменной полосы. Треугольные точки — средние величины.

δ—диабазы; *p*—порфириты; π—альбитофиры; *q*—кварцевые альбитофиры; *o*—ортофиры; δ*q*—кварцевые диабазы.

Диаграмма *mg* — *c*/*fm* дает сильную дисперсию точек анализов. Среди разных групп имеются представители одинаковых отношений, указывающие на распределение этих окислов в уже обособившихся магматических системах (рисунок 83). Однако, обращает внимание группировка членов основного ряда в верхней части диаграммы и кислых — в нижней, причем и в той и в другой наблюдается господство разностей, обогащенных окислами железа (точки лежат в левой половине диаграммы). Отчетливее эти отношения видны в диаграмме *mg* — *c'*/*fm*, т. е. части извести, находящейся в темноцветных компонентах ($c' = c - (al - alk)$. На этой диаграмме мы обозначаем $+c'$ положительный остаток и $-c'$

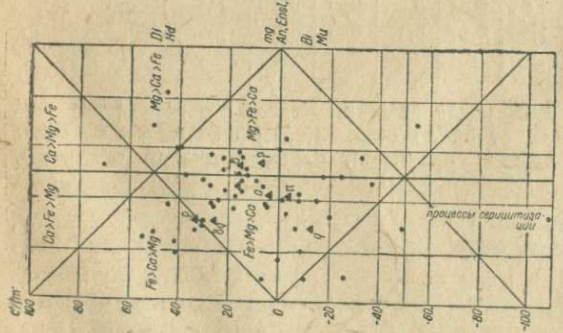


Рис. 84. Диаграмма *mg* : *c'*/*fm* для пород зеленокаменной серии. Обозначение букв, как и на рис. 82. *Di* — диопсид; Ап — анортит; *Enst* — энстатит; *ol*—оливин *Bi*—биотит; *Mu*—мусковит.

отрицательный, свидетельствующий об избытке окиси алюминия, входящем в состав темноцветных или вторичного мусковита. Все точки диаграммы снижаются, причем в ряде анализов обнаруживается избыток алюминия и, следовательно, наличие биотита или потенциальная возможность его существования (рис. 84).

Средние цифры анализов, приведенных на диаграммах, представлены в табл. 86.

Таблица 86

Среднее химических анализов горных пород зеленокаменной полосы

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	P_2O_5
1	48,17	0,81	16,54	3,98	6,66	0,12	6,67	9,93	3,21	1,09	2,10	0,39	0,32
2	53,03	0,77	17,01	3,84	6,07	0,22	3,90	8,39	3,45	1,12	1,78	0,15	0,27
3	55,92	0,85	15,65	2,99	4,35	0,06	4,87	5,83	3,27	0,97	3,63	1,49	0,12
4	62,41	0,66	14,55	4,86	1,64	0,53	1,72	6,58	3,66	0,93	1,65	0,69	0,12
5	66,77	0,44	14,58	1,65	3,05	0,06	1,87	2,91	4,66	1,04	1,82	1,05	0,10
6	55,33	0,75	19,20	1,63	3,37	0,63	2,16	3,56	3,53	6,74	1,40	0,40	0,29
7	74,23	0,34	13,07	2,14	0,61	0,05	0,56	1,58	4,92	1,35	1,04	0,11	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*p*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	22,72	43,55	24,85	8,88	112,5	1,41	0,33	0,19	0,53	0,57	IV	Нормально-габброидная
2	28,51	34,26	25,65	11,58	151,1	1,64	0,32	0,18	0,32	0,75	V	Нормально-диоритовая
3	28,33	40,81	19,23	11,63	172,1	1,96	0,17	0,16	0,55	0,47	IV	То же
4	30,79	28,95	25,37	14,89	224,5	1,77	0,19	0,15	0,32	0,88	V	Пелеитовая
5	36,48	28,23	13,27	22,02	283,9	1,40	0,18	0,13	0,42	0,47	IV	Натрово-сиенитовая
6	36,80	25,59	12,44	25,17	183,6	1,84	0,41	0,56	0,42	0,49	IV	Монцонитовая
7	42,68	16,67	9,40	31,25	412,2	1,40	0,27	0,15	0,28	0,56	IV	Тронтгиемитовая

1. Диабазы и порфириты с SiO_2 менее 52%. 2. Диабазы с SiO_2 более 52% (4 анализа). 3. Порфириты с SiO_2 от 52 до 60%. 4. Порфириты с SiO_2 более 60% (4 анализа). 5. Альбитофиры (7 анализов). 6. Ортофиры (5 анализов). 7. Кварцевые порфиры (кварцевые альбитофиры) (9 анализов).

Эти средние величины на диаграмме, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, образуют две ветви дифференциации, наметившиеся и на общей диаграмме точек. Главная линия идет через обе группы диабазов к порфиритам и кварцевым порфирам. Вторая ответвляется от диабазов и идет через порфириты к альбитофирам. Они отличаются меньшим содержанием R_2O_3 и увеличенным R_2O, свойственным щелочным породам.

На диаграмме Ниггли по алюминию (*al*) выделяется только щелочной ряд ортофиров. По щелочам (*alk*) резко выделяются те же породы. По извести (*c*) намечаются три группы: 1) диабазы-ортофиры; 2) диабазы-порфириты, основные альбитофиры, кварцевые порфиры; 3) диабазы, кислые диабазы, кислые порфириты (рис. 81).

Те же группировки видны и для фемических окислов, но положение кислых диабазов здесь является промежуточным между ортофировой и порфиритовой линиями дифференциации. По количеству магнезии (*mg*) резко видна линия: диабазы — кварцевые порфиры. Две же другие меняются ролями. По окиси калия линия непрерывна с резким скачком в ортофирах, свидетельствующим о их особой роли в системе.

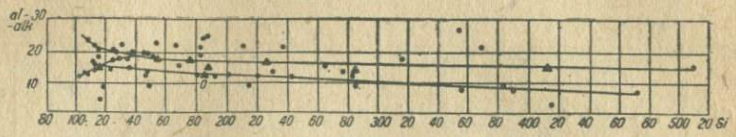


Рис. 85. Диаграмма *si* : (*al* — *alk*), по системе Ниггли, для пород зеленокаменной серии. Треугольные точки — средние величины.
o—ортофиры.

Из других кривых, характеризующих дифференциацию, заслуживает внимания соотношение *si* : (*al*—*alk*), указывающее на связь с кислотностью глинозема, не входящего в состав щелочных полевых шпатов. Здесь намечаются две ветви, сходящиеся в середине диабазового поля, с двумя ответвлениями и в сторону основного конца диаграммы (рис. 85). На диаграмме *c*: (*al* — *alk*),, дающей отношение всего количества извести к *al*—*alk*, т. е. указывающей на наличие или господство анортита или пироксена, мы видим концентрацию точек около диабазового поля (рис. 86). Для диабазов также имеются две ветви. Большая часть их расположена на линии эпидота. Для средних величин нормальные диабазы несколько богаче R_2O, чем кварцевые. Они связываются, вероятно, с ортофирами (*O*). Второй ряд проходит от кварцевых диабазов через порфириты и альбитофиры к кварцевым порфирам.

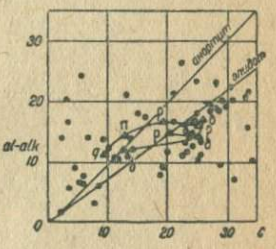


Рис. 86. Диаграмма *c* : (*al* — *alk*) по системе Ниггли для пород зеленокаменной полосы.

Диаграмма *c*: $\frac{alk}{al}$ дает отношение извести к глинозему и к щелочам. И в ней диабазовое поле распадается на 2 кривых, и две ветви идут от них к кислому концу — ортофирам и порфиритам (рис. 87).

Все это говорит о наличии трех главных рядов: один идет от диабазов к ортофирам, другой — от диабазов до кварцевых порфиров, третий останавливается на самостоятельной ветви порфиритов.

Мы мало знаем о возрасте пород, представленных анализами, кроме самых общих геологических соображений. Мы видели, что излияния начались с диабазов и в нижнем девоне, по В. М. Сергиевскому, завершились господством альбитофиров. В среднем девоне, начавшись с порфиритов, они завершились в конце липаритовыми излияниями. Нижнекарбоновые излияния, по В. М. Сергиевскому и Л. С. Либровичу, носили смешанный характер, часто с оттенком щелочности. Ортофировые лавы Е. А. Кузнецов и В. М. Сергиевский относят к концу среднего или даже к верхнему девону. Их тесная

Таблица 87

Химический состав туфов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	82,14	—	7,02	7,12	—	0,67	0,16	2,50	—	—	—	—	99,61
2	59,80	0,28	20,98	0,28	2,54	0,30	1,56	0,40	3,92	7,89	1,53	0,22	99,70

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	31,9	47,4	20,7	—	635,0	—	0,04	0,43	III/IV	—

1. Яшмовидный туф. Компанейский рудник. 2. Ортофировый туф. Нижнетуринский район.

связь с диабазами наблюдалась Е. А. Кузнецовым в Тагильском и Л. М. Афанасьевым в Красноуральском районах.

Излияние лав сопровождалось накоплением их туфов. В распоряжении автора имеются только единичные анализы туфов.

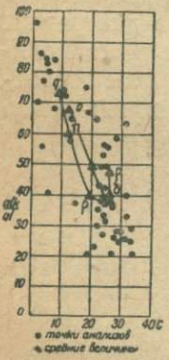


Рис. 87. Диаграмма $\frac{alk}{al}$ для пород зеленокаменной полосы Урала. Значение букв, как и на предыдущих рисунках.

Зеленокаменные породы других районов Среднего Урала

Порфириты, альбитофиры и их туфы имеют значительное распространение и в других областях Среднего Урала. Они развиты в полосках, зажатых среди гранитных массивов на востоке. Алапаевский и Каменский районы и Челябинск — вот главные площади их развития.

В Алапаевском районе их изучением занимались Б. П. Кротов и Е. А. Кузнецов. В литературе имеется мало данных о возрасте этих эффузивных пород. Большие разрывы и нарушения делают неясными соотношения горных пород. По мнению Е. А. Кузнецова, порфириты и их туфы, слагающие полосу между перидотитовым массивом дер. Ясашной и Флюсовским рудником в Алапаевском районе, относятся к верхнему силуру (?). Их восточным пределом является полоса известняков нижнего девона Флюсовского рудника и дер Алапаихи. Среди их туфов проходит узкая полоска известняков, по виду сходных с брекчиевидными розовыми известняками. Тагила, содержащая неопределимую фауну строматопор и брахиопод. Порфириты, развитые восточнее Алапаевска, ассоциируются с девоном и, вероятно, относятся к нижнему девону, но точных данных здесь не имеется:

Порфириты и туфы Алапаевского района тесно связаны друг с другом и явились в результате излияния лав и выбросов туфов. Сильное зеленокаменное изменение, которому они подверглись,

обусловило полную однородность толщи и невозможность макроскопического различия между ними.

Это — темносеро-зеленые, плотные породы, более или менее рассланцованные. Зеленая окраска обусловлена сильной хлоритизацией. Многочисленные тонкие прожилки эпидота и кварца пересекают породу. Нередко наблюдается вкрапленность пирита.

Туфы различаются по наличию обломков различной структуры. Многие из них обладают миндалекаменным строением, причем их поры выполнены хлоритом и эпидотом. На р. Синячихе встречены грубые, агломератные туфы, состоящие из обломков порфиритов с зернами полевого шпата, эпидота и хлорита. Они окрашены окислами железа в фиолетовые и красные цвета. Некоторое сходство с ними представляют туфы по р. Кабачихе, на востоке района, отличаясь обилием кальцитового цемента.

Полевые шпаты описываемых пород представлены обычно альбитом, образовавшимся при распаде более основного плагиоклаза. Редко встречаются породы с андезином и лабрадором, и тогда обнаруживается их зональность. Они подвергаются эпидотизации или соссюритизации.

Темноцветные минералы представлены амфиболом в виде вкрапленников или уралитом, а второстепенные — апатитом, титанитом и магнетитом. Они встречаются в виде зерен и их скоплений в составе породы, а также и в форме прожилков. Иногда они образуют сплошные массы. Хлорит развился обычно по стекловатому базису и по темноцветным компонентам.

Структура порфиров имеет гиалопилитовый или микролитовофельзитовый характер основной массы.

Туфы отличаются более обильной эпидотизацией и карбонатизацией. Часто встречаются мелкие зерна авгита. Структура отдельных обломков чаще гиалопилитовая и миндалекаменная, иногда фельзитовая или трахитовая, офитовая и микрогранитная. Обломки слегка округлены и заключены в цемент того же состава. Количество его иногда очень невелико. Агломератные туфы Синячихи не отличаются от других. Их цемент состоит из эпидота, плагиоклаза и хлорита. В туфах Кабачихи в обломках лав между микролитами много стекла.

Диабазы и их туфы встречаются среди порфиритов в небольшом количестве. Это — плотные темнозелено-серые породы, сильно эпидотизированные, с прожилками кварца. В сохранившихся от эпидотизации зернах плагиоклаза последний был определен как андезин. Из темных минералов встречаются авгит и вторичная по нему роговая обманка. Породы проникнуты вторичным эпидотом, кальцитом и хлоритом. Пренит редок.

Структура пород офитовая, иногда долеритовая, с остатками стекла между микролитами плагиоклаза.

Среди лав Алапаевского района встречаются и кислые альбитофировые, но их роль ничтожна. Вероятно, это были отдельные редкие потоки среди вулканогенной области, изливавшей порфириты. Такой альбитофир встречен у Алапаихи. В трахитовой альбитовой массе плавают вкрапленники альбита, величиной до 2 *мм*.

Аналогичные порфириты и их туфы развиты, по Н. Н. Смирнову, в Каменском районе. Им даны и химические анализы двух пород.

Таблица 88

Химический состав порфиритов Каменского района

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма
1	61,63	17,53	3,97	2,85	1,50	7,28	3,85	0,91	1,06	0,20	0,15	100,93
2	51,63	23,09	4,23	6,60	0,55	6,19	5,13	0,84	2,18	0,16	0,93	100,99

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	34,53	24,93	26,12	14,42	206,3	0,13	0,30	1,05	VI	Кварц-диоритовая
2	38,53	27,08	18,83	15,56	145,2	0,10	0,09	0,70	V	—

1. Порфирит. Каменская копь. 2. Порфирит, сильно измененный. Там же.

Порфириты Каменской копи, по Н. Н. Смирнову, подчинены угленосной свите карбона.

Осадочные метаморфические породы восточного склона Урала

Осадочные породы, развитые на восточном склоне Урала и относящиеся к древним отложениям, принимавшим участие в метаморфической и магматической жизни Урала, весьма разнообразны.

Верхний силур представлен известняками, а также туфитами и кварцитовыми сланцами.

Нижний девон также сложен преимущественно известняками, развитыми спорадически в виде отдельных выступов среди эффузивных пород и в виде полей среди них, представляющих те или иные проявления складчатости.

Средний девон также по преимуществу представлен известняками, но среди них встречаются и отложения глинисто-песчанистые, туфиты и кварцитовые сланцы.

Верхний девон на восточной окраине Урала представлен глинисто-песчанистой толщей, развитой у Алапаевска.

Нижний карбон в основе представлен угленосной свитой, в составе которой наблюдаются глинистые и углистые сланцы, конгломераты и слои угля. В гальках конгломератов встречается значительное количество изверженных пород порфиритового типа. Визе представлен разнообразными известняками, содержащими типичную фауну. Средний карбон также представлен известняками, иногда известняковыми конгломератами (Алапаевск) и мергелисто-глинистыми сланцами с растительными остатками. Известняками представлен и верхний карбон на востоке, в полосе Алапаевск — Челябинск.

В строении значительных площадей принимают участие кварцитовые сланцы. В Монетной даче, к северо-востоку от Свердловска, В. В. Никитин считает их, по аналогии с Южным Уралом, относящимися к нижнему карбону. Кварцитовые и слюдяно-кварцитовые

сланцы играют большую роль в районе Мраморского завода, откуда они проходят на юг, в Каслинскую дачу. По Е. А. Кузнецову, они могут относиться к древним отложениям неопределенного возраста, но не моложе, а древнее верхнего силура. Это заключение вытекает из тектонических построений, толща же сланцев немая.

Тектоническая структура гнейсовых и сланцевых областей восточного склона Урала имеет характер крупных антиклиналей, инъецированных в ядрах гранитным материалом. Таковы, по Е. А. Кузнецову, кристаллически-сланцевые поля Салдинского района, гранито-гнейсовые массивы Сысертского и Кыштымско-Миасского районов. Естественно в составе этих антиклиналей ожидать наиболее древние осадочные образования. Мы рассмотрим их по массивам.

Салдинский район изучался Е. А. Кузнецовым. Большая антиклиналь сложена кварцитами и слюдяными сланцами, гнейсами и амфиболитами и содержит большие залежи змеевиков, сложенных вместе со сланцами в антиклинальную складку. Эта структура наблюдалась достаточноточно. Антиклиналь погружается к северу у р. Тагила. В состав ее входят следующие породы (рис. 88).

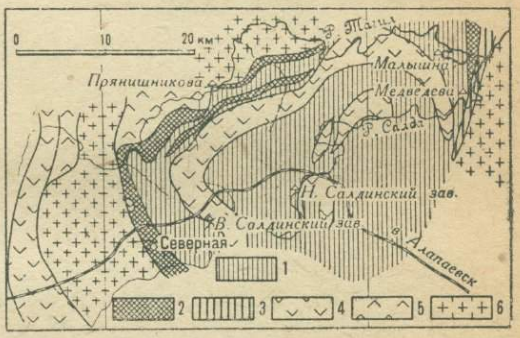


Рис. 88. Геологическая карта Салдинского района.

1 и *3*—кварциты и слюдяные сланцы; *2*—амфиболиты; *4*—змеевики и пироксениты; *5*—габбро и габбро-амфиболиты; *6*—граниты и диориты.

Парагнейсы и парасланцы представлены двуслюдяными гнейсами и мусковито-графитовыми кварцитами. В составе первых констатированы: биотит, мусковит, альбит, микроклин и кварц, эпидот, апатит, кальцит и магнетит. Структура грано- и нематобластическая, отчасти порфиробластическая или пойкилобластическая. Величина зерна не превышает 1 *мм*. Среди них полосами проходят листочки слюды. В виде порфиробластов выделяются кристаллы полевых шпатов, достигающие 5 *мм*. Они содержат включения биотита, мусковита и зерен эпидота, ориентированные по сланцеватости породы. В некоторых породах существенную роль играет кальцит.

Мусковито-графитовые кварцы и мусковитовые кварциты развиты прослоями среди парагнейсов или местами слагают обширные самостоятельные площади. Они сильно сланцеваты, часто содержат графит и поэтому имеют серый цвет. Наличие слюды делает их серебристыми на плоскостях сланцеватости.

Породы состоят из кварца, мусковита, графита, часто с примесью биотита. Структура гранобластическая. Графитовые разности встречаются в связи с амфиболитами.

Амфиболиты, развитые в верхней части свиты сланцев и в местах, удаленных от контактов с изверженными породами, представлены альбит-эпидотовыми разностями. Характерно развитие в них актинолитового или голубовато-зеленого амфибола, содержа-

щего, повидимому, молекулу глаукофана. Эпидот является типичным минералом, равно как хлорит и кварц.

Структура амфиболитов обычно нематобластическая, порфиробластическая или пойкилобластическая. Ойкокристаллы альбита содержат обильные, разнообразно ориентированные включения роговой обманки, хлорита и эпидота.

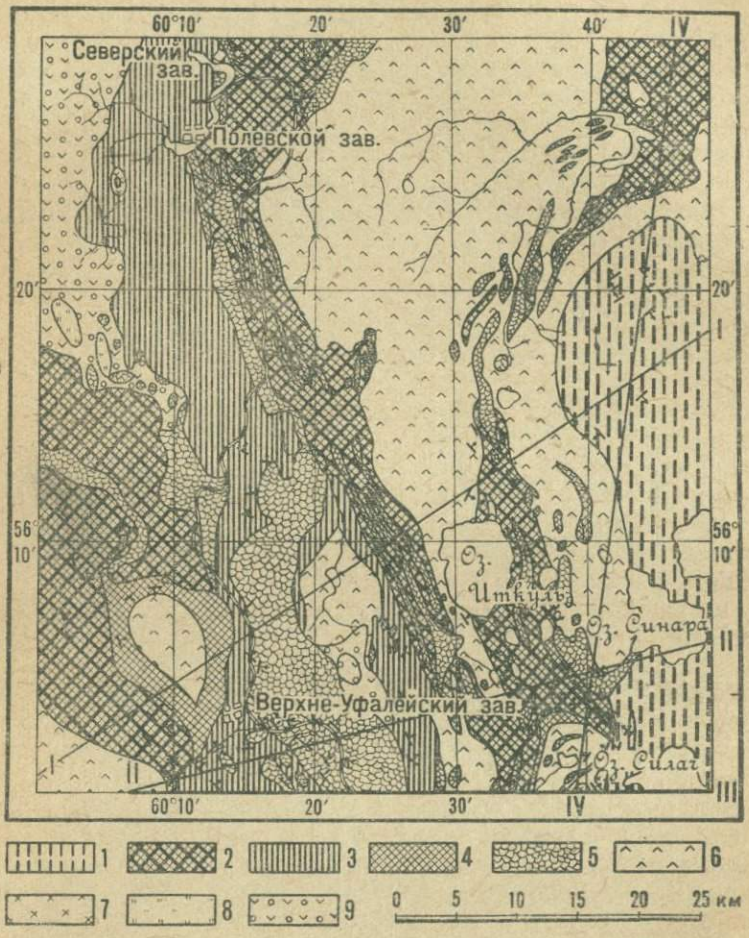


Рис. 89. Геологическая карта Сысертского района на Урале.

1—инъекционная свита гнейсов; *2*—свита кварцитов, кварцитовых и слюдяных сланцев; *3*—зеленокаменные породы; *4*—амфиболиты; *5*—змеевики, перидотиты и дуниты; *6*—граниты и кварцевые диориты; *7*—щелочные породы; *8*—пироксениты; *9*—габбро и диориты.

Тесная связь и развитие этих амфиболитов с кварцитовыми сланцами свидетельствуют об их подчиненности древнейшим осадочным свитам. Нередко в них развиваются гранаты. Вероятно, они представляют метаморфизованные залежи эффузивных пород без сохранения первоначальных минералов и структуры. Породы метаморфизованы в две фазы. Первая характеризуется по условиям температуры средней зоны, а вторая — верхней зоны метаморфизма. Мине-

ральные комбинации мезозоны наблюдаются в контактах с изверженными породами, в глубине же антиклинали, где их нет, амфиболиты представлены эпидот-альбитовыми разностями.

Сысертский гранито-гнейсовый антиклинал сложен толщей слюдяных кварцитов, инъекцированных огромными массами гранитов, местами до образования мигматитов. Слюдяные кварциты содержат пластовые залежи древних основных пород амфиболитов и змеевиков, актинолитовых пород и других продуктов метаморфизма пироксенитов и перидотитов. Кварциты обнаруживают метаморфизм мезозоны. В их составе встречаются гранаты, кианит, ставролит и другие минералы. Амфиболиты также обладают составом, соответствующим по минералогическим комбинациям мезозоне. Средний плагиоклаз, гранат, зеленая роговая обманка — обычные их компоненты (рис. 89).

Кыштымско-Ильменский антиклинал характеризуется гранитными инъекциями и интрузией щелочных пород. В его основе залегает та же кварцитовая свита с полосами амфиболитов, змеевиков, с редкими линзами мраморов. Степень метаморфизма глубже. В кварцитах нередок графит в виде кристаллических листочков, обычен гранат и силлиманит. Кварциты переходят в слюдяно-гранатовые гнейсы (рис. 90).

Остановимся на их геологической роли. В их менее измененном виде, в Салде, они совершенно тождественны по составу и по степени метаморфизма со свитой М. Их поднятие в виде антиклинала из под зеленокаменной полосы делает это сопоставление вполне естественным. Более южные Сысертские и Кыштымско-Ильменские комплексы отличаются только по степени метаморфизма, соответствующей мезо- и катазоне.

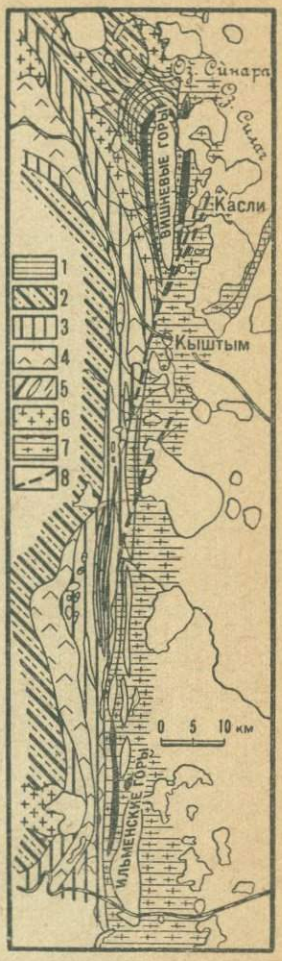


Рис. 90. Геологическая карта Миасско-Каслинского района.

1—известняки; *2*—кварциты; *3*—зеленокаменная серия; *4*—основные породы глубинных массивов; *5*—щелочные породы; *6*—граниты; *7*—гранито-гнейсы; *8*—линии разрыва.

Основные массивы Кытлымско-Тагильский и Ревдинский

К востоку от свиты метаморфических сланцев находится огромный массив интрузивных пород, проходящий от Кытлыма до нижнего конца Тагильского района. Южный конец его попадает в главную северо-западную дислокацию и срезается ею, изгибаясь в виде следа по ее шву к юго-востоку. Этому следу навстречу направлен другой след — растертых и метаморфизованных габбро, идущий с юга от Ревдинского массива, срезанного с восточной стороны той же ди-

слокацией. Оба следа соединяются, доказывая тем принадлежность обоих массивов к одному геологическому целому. Ввиду их территориальной разрозненности мы их рассмотрим отдельно.

Кытлымско-Тагильский массив. Кытлымско-Тагильский массив представляет сложную межформационную интрузию длиною около 300 *км* и шириною до 25 *км*. С запада к ней примыкают кристаллические сланцы свиты М, а с востока породы зеленокаменной серии — порфириты и альбитофиры. Иногда, в местах сужения массива и с запада появляются те же эффузивные породы. На северном конце массив погружается и отделен от массива Золотого Камня зеленокаменными породами. Здесь порфириты заходят далеко на западную сторону массива. Южный конец, как уже было указано, оборван и вытянут в развальцованный след с мелкими реликтами массивных пород. Западный контакт с метаморфическими сланцами характеризуется падением на восток под углом 37—50°. Вместе с тем габбро, прилегающее к этому контакту, превращено в амфиболиты, постепенное увеличение сланцеватости в которых приводит к образованию амфиболитовых сланцев, тонко сплоенных в мелкие складочки с падением на восток 40°. Исследование Е. А. Кузнецова в Тагильской даче показало постепенное изменение угла падения амфиболитов от 40° на восток — на периферии до 90° и даже на западное во внутренней части массива, — явление, соответствующее по форме надвиговому перемещению. Размер последнего неизвестен.

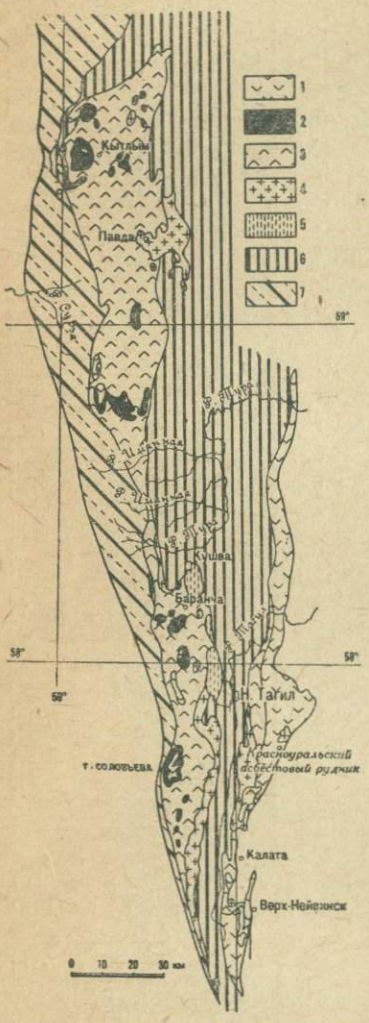


Рис. 91. Геологическая карта Кытлымско-Тагильского массива. (Копия, 1 : 1 000 000).

1—перидотиты и змеевики; *2*—пироксениты; *3*—габбро; *4*—кварцевые диориты и плагиограниты; *5*—сиениты; *6*—зеленокаменные породы; *7*—свита метаморфических сланцев.

Восточный контакт характеризуется поверхностью, близкой к вертикальной. Об этом свидетельствует почти непрерывная зона динамометаморфических сланцев медного оруденения, падение которой обычно восточное — 70°. Огромное протяжение этой зоны и однообразный ее характер свидетельствуют о постоянстве падения, переходящего иногда через вертикальное в крутое западное. Несомненно, динамометаморфическая зона вызвана обжиманием массива, и ее падение свидетельствует о падении восточного контакта.

Возникает вопрос, насколько глубоко вскрыт массив эрозией. Некоторые соображения позволяют принять, что смыта только верхняя часть его до вертикальных контактовых участков. Об этом свидетельствуют

неровности кровли. Погружение последней ведет к сужению массива. Таких сужений можно указать несколько. Одно из них расположено к югу от Тагила, другое — к северу от Баранчи. Оба обусловлены погружением синклиналей кровли в толщу массива. При этом у Тагила это почти не влияет на ход рассланцованной зоны восточного контакта. Видно, что массивная погруженная часть кровли лежит на интрузивном фундаменте, которым она и предохранена от смятия. Зона последнего показывает подземную границу массива. При продолжении обеих границ вглубь мы увидим, что они пересекутся. Но не исключена возможность, что восточная граница на глубине нескольких километров изменит свою форму.

В состав интрузивного массива входят разнообразные дериваты габбро-перидотитовой магмы, начиная от дунитов, с одной стороны, и кончая гранитами, с другой. Распределение в пространстве отдельных членов ряда имеет большие закономерности, большею частью отмеченные в литературе.

1. Дунитовые фации приурочены преимущественно к западным участкам массива и играют в его составе подчиненную роль.

2. Дуниты обычно окружены кольцом пироксенитов и оливиновых габбро (тылаиты).

3. Главным компонентом массива является габбро в виде разнообразных членов семейства: от оливиновых габбро, форелленштейнов и габбро-норитов до габбро-диоритов.

4. Кислые диференциаты приурочены преимущественно к восточным участкам массива и развиты главным образом в Тагильском районе.

5. Западная часть габбрового массива амфиболитизирована.

6. Краевые зоны массива в местах погружения сложены мелкозернистыми породами, часто имеющими порфировидный облик, и представлены габбро-порфиритами и аплитами, диорит-порфиритами и аплитами и гранит-порфирами. Развитие подобных пород внутри массива свидетельствует о близости кровли. Местами развиваются сиенитовые породы.

7. Вся серия интрузивных пород пересекается жильной свитой. В числе жильных пород имеются представители соответствующих глубинных и ряд новых типов пород, не представленных в глубинной фации, как-то: исситы, плагиоклазиты. Обычно жилы рассекают аналогичные глубинные породы, но иногда заходят и в чуждые им соседние фации. Так, в дунитах встречаются все жильные породы; в пироксенитах тоже, включая и жильные дуниты; в габбро — все, кроме дунитов и пироксенитов. Диоритовые жилы встречаются преимущественно в диоритах и габбро.

8. Все породы массива бывают связаны постепенными переходами. Двигаясь от периферии внутрь Тагильского массива, вы не заметите резких границ между гранитами и диоритами, диоритами и габбро. В то же время более кислые породы обладают признаками более молодого возраста, пересекая дайками более основные и имея их ксенолиты.

Сопоставляя пункты 6 и 8, мы не можем дать иного заключения, как то, что интрузивный массив представляет сложную интрузию, главные компоненты которой вторглись геологически одновременно в диференцированном состоянии. Мы уже видели, что к подобному

же заключению пришел и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — для полосатых габбро Денежкина Камня. Естественно при этом, что кислые фации, где они присутствуют, приурочены к периферии массива, основные — к внутренней и донной части его. Однако, кислые дериваты могут быть не только с поверхности, но вследствие перемешивания могут оказаться в любых его частях и оттуда проникать в виде повторных даек в верхние области.

Мелкозернистые породы периферии массива интересны с точки зрения их структуры. Они все обнаруживают явления переохлаждения и метаморфизма. Последний сказывается в легкой сланцеватости, в грано-бластической и пойкилобластической, гломеробластической или даже типично роговиковой структурах, частично отмеченных ранее Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Интерес представляют также такситовые габбро-диориты, развитые обычно в восточной периферии массива. Темные мелкозернистые участки, часто обломки, включены в среднезернистые, лейкократовые, кварц-диоритовые. Мы не видели обратных соотношений. Темные участки представлены часто типично метаморфическими структурами и всегда имеют состав и структуру габбро- и диорит-аплитов. Светлые не несут следов изменения. Образование их мы объясняем раздроблением и цементацией первичной корки охлаждения, диференцировавшейся под нею магмой, с одновременной метаморфизацией обломков.

Много недоумений вызывает вопрос о положении дунитов. Большинство считает их наиболее глубинным членом серии. Н. К. Высоцкий справедливо отмечает их залегание среди габбро-амфиболитов. В связи с этим одни (Н. К. Высоцкий, Л. Дюпарк, Е. А. Кузнецов) считают их проникшими в толщу отчасти уже смятых габбро из более глубоких частей очага. В серии пород только дуниты отделены перерывом от остальных членов семьи. Другие (А. Н. Заварицкий, В. М. Сергиевский) считают их ранее затвердевшими ядрами, около которых габбро было смято при и после его кристаллизации. Вопрос еще не может считаться выясненным. Особенный интерес представляют бурение и гравиметрические исследования в дунитах Тагила (гора Соловьева). По данным гравиметрии, дунит имеет караваеобразную форму и оканчивается на глубине около 1,5 *км*, что может быть объяснено позднейшим вторжением в толщу смятых и амфиболитизированных габбро. Бурение дало нижний предел серпентинизации дунита, которая кончается на глубине около 450 *м*; глубже идет свежий дунит. Поверхностное озмеевикование дунита объясняется скоплением водяных паров в верхней части очага, и их ассоциация здесь при кристаллизации путем автометаморфизма аналогична образованию грейзенов.

Петрографическая характеристика пород массива дана почти с исчерпывающей полнотой Дюпарком на основании как личных работ, так и работ Н. К. Высоцкого.

Дуниты. Дуниты развиты спорадически (см. карту, рис. 91). Наибольший массив их расположен в Черноисточенской даче Тагильского района. Три массива находятся в Исовском районе. Далее к северу расположен массив Каменушки, Косьвинского Камня и Конжаковского Камня. Дунит носит обычный характер и состоит главным образом из оливина с примесью хромита, иногда с его шлирами. В расположении последних в Тагильском массиве характерна неко-

торая концентричность их с контурами интрузии. Бурение открыло интересные детали петрографии, кроме отмеченной свежести внутренних частей дунита. В массе породы встречены полости, выполненные ювенильными газами, в составе которых главную роль играют водород (80%), метан (10%) и азот (10%). Кроме того, в прожилках и в полостях были встречены кристаллы граната и везувиана. Платина приурочена к некоторым хромитовым шлирам, а спорадически встречается и в самом дуните. Химический состав дунита дан в табл. 89.

Таблица 89

Химический состав дунитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	Сумма
1	40,03	0,00	0,57	0,50	0,00	8,29	0,06	0,29	48,80	0,00	—	—	1,28	—	99,82
2	33,96	—	Следы	0,60	3,32	4,43	0,24	0,10	43,10	Следы	0,18	0,13	12,87	0,75	99,68

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*h*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	0,66	99,34	0,00	—	5,27	49,5	0,00	—	0,91	0,00
2	0,33	99,30	0,00	0,37	60,5	47,8	—	0,32	0,91	0,00

1. Дунит из скважины горы Соловьевой, глубина 500 *м*. 2. Дунит. Северный склон горы Соловьевой.

Среди них резко видна разница в степени серпентинизации по коэфициенту *h*.

Кроме хромита, являющегося в результате сегрегации этого минерала, существуют жилы хромита, связанные с поздним его выделением в пневматолитическую стадию развития породы. Они ведут к образованию хромитовой вкрапленности в окружающем змеевике, производят контактовое воздействие на дуниты. С такими жилами связаны хромовые хлориты. Этому вопросу посвящены работы А. П. Карпинского и позднее А. Н. Заварицкого. Платина, будучи приурочена к хромитовым шлирам, является в них цементирующей хромитовые зерна и кристаллы.

Перидотиты имеют очень ограниченное распространение, причем отмечаются верлиты (диаллаговые), саксониты и лерцолиты. Они связаны с дунитами переходами. Из второстепенных минералов в них отмечается шпинель.

Змеевики распространены особенно широко в Тагильском районе. Дунит сильно, местами почти нацело серпентинизирован с образованием петельчатой структуры. Интересна также наружная кайма змеевика с западной стороны Тагильского массива, развившаяся, вероятно, не без участия динамических явлений. Мы приводим примеры анализов змеевиков.

Таблица 90

Химический состав змеевиков

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	38,26	—	0,48	5,37	0,60	1,47	0,14	37,08	Следы	0,06	0,14	16,13	99,84
2	33,71	0,03	0,33	5,73	0,32	1,26	—	43,39	15,20	—	—	—	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*h*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	0,84	98,33	0,00	0,23	86,5	61,57	0,58	0,91	0,00

1. Змеевик из дунита. Косогорский лог, гора Соловьева. 2. Змеевик, северная часть наружной каймы Тагильского массива.

Пироксениты. Пироксениты окружают каймами выходы дунитов, а также встречаются и самостоятельными массами. Если принять во внимание первое, то можно предполагать, что под пироксенитовыми полями находятся не вскрытые эрозией дуниты. Это, однако, ненадежно, так как при одновременности интрузии различных членов серии все они могут иметь самостоятельное место. Большие самостоятельные выходы пироксенитов известны в Баранчинской части массива (горы: Гусева, Синяя, Толстая). Среди пироксенитов имеется ряд типов:

1. Диаллагиты, состоящие из диаллага, с примесью магнетита и вторичного серпентина. Нередко пироксен подвергается уралитизации, а в Тагильской даче, на Акинином Бору, Е. А. Кузнецов наблюдал актинолитовые породы, происшедшие, вероятно, за счет пироксенитов.

2. Оливиновые пироксениты отличаются от предыдущих наличием оливина. Очень часто наблюдается примесь зеленой шпинели. Магнетит и шпинель являются поздними минералами, связанными с кристаллизацией остаточной части магмы, именно с ее пневматолитической фазой. Вслед за ними около них образуется хлорит (клинохлор).

3. Косьвиты представляют богатые магнетитом оливиновые пироксениты. Они тесно связаны друг с другом и характеризуются резко выраженной сидеронитовой структурой. Вместе с минералами, отмеченными выше, в них к последней фазе приурочены кристаллики апатита. Наличие в них титана свидетельствует о титаномагнетите.

Химический состав пироксенитов может быть охарактеризован анализами, приведенными в табл. 91.

Из этих анализов видно, что косьвиты характеризуются обилием окислов железа, что объясняется богатством магнетитом. Одновременно в них концентрируется и TiO_2. Чистые диаллагиты обычно

Таблица 91

Химический состав пироксенитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	52,29	0,29	1,56	0,25	4,53	0,03	16,46	23,52	0,11	0,04	1,18	100,38
2	44,97	0,55	5,19	2,94	8,80	0,05	17,50	19,09	0,47	0,05	0,40	100,1
3	36,92	—	8,55	17,46	8,02	Следы	11,87	18,20	—	—	0,15	101,17
4	40,56	0,33	4,54	13,65	8,77	0,03	13,07	19,06	0,25	0,09	1,04	101,38
5	44,20	0,63	2,57	7,46	9,00	0,08	17,54	18,69	0,21	0,16	1,05	101,59

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	1,67	52,21	45,88	0,24	95,1	0,39	0,19	0,86	0,88	V	Пироксенитовая
2	5,10	58,89	35,20	0,81	75,1	0,69	0,06	0,73	0,57	IV	Пироксенит-косвитовая
3	8,09	60,51	31,40	—	59,4	—	—	0,47	0,52	IV	Пироксенитовая
4	4,41	61,37	33,72	0,50	67,6	0,41	0,20	0,54	0,55	IV	Косьвитовая
5	2,47	64,37	33,66	0,50	72,2	0,77	0,33	0,67	0,51	IV	»

лишены титана. Концентрация магнетита может достигать степени руды. Такие залежи известны на Кормовищенском, в Павде и в Качканаре, а также в Гусевых горах.

Горнблендиты являются редкими породами. Они сопровождают контакты пироксенитов и габбро-диоритов и носят реакционный характер, образуясь за счет пироксенитов. Они отмечаются в Баранчинской даче и в Спорном руднике, в Верхнетагильской даче. Иногда они содержат немного плагиоклаза (№ 88—94) (Каменушки). Если в них присутствует оливин, то он образует пойкилитовые включения в амфиболе.

Троктолиты — оливиновые меланократовые габбро редки и около дунитов не наблюдаются. Они известны в некоторых пунктах Павдинской дачи и других местах. Оливин в них обычен и встречается в ассоциации с плагиоклазом. Состав последнего № 92—100. Около оливина нередко развиваются келифитовые оболочки, а также реакционные каймы амфибола, нередко в симплектических срастаниях с магнетитом. Кроме того, в породах часто встречается шпинель. Структура обычная для габбро, в меланократовых же разностях — сидеронитовая. Анализ троктолита с хребта Казанского (Павда) (табл. 92).

2. Тылаиты являются переходными породами от пироксенитов к габбро. Эти темносерые породы развиты на Косьвинском, Тылайском и Конжаковском Камнях. Местами они встречаются в Тагиле и других местах. Породы состоят из диаллага, обычно с железистыми включениями, оливина, плагиоклаза (№ 57 — 100), магнетита и шпинели. Около магнетита образуются

Таблица 92

Химический состав троктолитов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	42,04	33,45	2,11	1,52	3,82	16,78	0,56	0,18	0,39	100,85

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	42,95	18,72	36,90	1,43	91,8	0,18	0,67	1,97

венцы красно-коричневого биотита. Структура криптовая, с сидеронитовым магнетитом, иногда с порфировидно выделившимся пироксеном или с пойкилитовыми включениями оливина. Анализ одного из тылаитов с горы Качканар, по Л. Дюпарку, дан в табл. 93.

Таблица 93

Химический состав тылаитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	41,04	0,84	9,04	7,81	9,99	11,99	17,08	0,47	0,09	3,05	101,30

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение
1	9,44	57,17	32,50	0,91	74,5	1,12	0,12	0,56	0,57	IV

Среднее между пироксенит-косьвитовыми и горнблендитовыми магмами.

3. Оливиновое габбро встречается чаще и отличается наличием диаллага. Иногда наблюдаются симплектиты шпинели с вторичной, автометаморфической роговой обманкой. Магнетит обычно сидеронитовый, плагиоклаз же идиоморфен к другим компонентам.

4. Габбро-нориты, часто тоже с оливином, развиты на Серебрянском хребте в Павдинской даче, на р. Иов и в Баранчинской и Тагильской дачах. От предыдущих отличаются наличием гиперстена. Плагиоклаз обычен, состав № 75 до № 50. Не редкость среди нормальных габбро-норитов встретить основной андезин.

Химический состав оливинового габбро и габбро-норитов, по Дюпарку.

Таблица 94

Химический состав габбро-норитов и оливинового габбро

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	40,30	17,14	8,53	6,90	0,65	7,92	16,40	1,49	0,66	0,46	100,45
2	50,47	18,98	4,22	6,16	0,12	5,62	11,72	2,75	0,56	1,06	101,78

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	18,64	45,44	32,48	3,44	74,5	0,22	0,48	0,71	V	Пироксенит-горнблендит-габбровая
2	25,62	38,63	28,81	6,94	115,8	0,12	0,50	0,74	„	

5. Габбро-диориты отличаются от габбро тем, что вместо пироксена развивается зеленая роговая обманка путем замещения в последнюю магматическую фазу кристаллизации. При этом кристаллизуется и самостоятельное поколение амфибола. Эти породы являются широко распространенными. К последней фазе кристаллизации относятся: амфибол, магнетит, изредка шпинель, правильные кристаллики магнетита и титанит. Плагиоклаз в типичных случаях колеблется от № 56 до № 100. Химический анализ породы горы Мамынихи-Тагил (табл. 95).

Таблица 95

Химический состав габбро-диоритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	46,68	1,77	15,32	1,06	10,00	0,05	9,25	10,86	2,81	0,24	2,06	100,10

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	19,38	49,40	25,03	6,18	100,4	2,85	0,06	0,60	0,51	IV'	Исситовая

Многие из описываемых габбро, в особенности в Тагильском массиве, нацело соссюритизированы. Особенно интенсивно этот процесс затронул тагильское габбро, вероятно, вследствие большей подверженности их дислокациям.

6. Диориты и кварцевые диориты связаны с габбро-диоритами постепенными переходами. Необходимо отметить ту же

последовательность выделения, что и обычно: плагиоклазы оформлены лучше темноцветных, а амфибол и кварц выполняют промежуток между ними. К ним приурочены: титанит, апатит и зерна магнетита. Анализ нормального диорита у горы Тонской, близ Тагила, приведен в табл. 96.

Таблица 96

Химический состав диоритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	56,42	0,80	18,16	7,29	1,23	0,25	2,55	6,97	5,79	0,42	0,66	0,07	100,61
2	59,50	0,58	16,22	1,98	5,93	0,07	2,70	5,58	2,57	2,14	2,13	0,12	99,52

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	30,90	30,48	21,60	17,02	163,2	1,74	0,05	0,37	0,71	V	Нормально-диоритовая
2	31,70	35,23	19,17	12,90	197,7	1,45	0,34	0,39	0,57	IV	Тоналитовая

Таблица 97

Химический состав гранитов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	70,17	14,54	1,79	1,78	1,00	3,53	4,00	2,18	1,24	100,23

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	39,01	19,74	17,24	24,01	320,2	0,26	0,34	0,87	V	Плагиоклаз-гранитная

7. Граниты представлены преимущественно плагиоклазовыми разностями и тесно связаны с кварц-диоритами. В их составе темноцветные компоненты играют незначительную роль. Чаще встречается роговая обманка, но не редок также и биотит. Структура их типичная гипидиоморфно-зернистая. В районе Верхнего Тагила как плагиограниты, так и кварц-диориты обладают сильно разложенным плагиоклазом с образованием по нему серицита и эпидота. Гранит-порфировые фации периферии массива обладают иногда очень тон-

козернистой основной массой, микрогранитовой или микропегматитовой структуры. Анализ аплитовидного биотитового гранита р. Кузьки в Тагильской части массива дан Н. К. Высоцким (табл. 97).

Сиениты. Сиениты являются редкими породами. Они развиты почти исключительно в районе Кушвы и Тагила, слагая массив гор Высокой и Благодати, известных залежами магнетита. Это лейкократовые породы, на розовом фоне которых прекрасно различимы черные зерна роговой обманки или биотита. К контактам с известняками у Тагила сиениты делаются плотнее и приобретают диопсидовый пироксен или эпидот. Вообще, к контактам с зеленокаменной серией они становятся мелкозернистыми и порфировидными, превращаясь в белые или розовые сиенит-порфиры. В сторону габбрового массива сиениты остаются среднезернистыми и постепенно переходят через нормальные диориты в габбро. Эти переходы отмечены были еще Ф. Н. Чернышевым, а в последнее время изучались Е. А. Кузнецовым. Переходы совершаются постепенно через сиенит-диориты (монцониты) и габбро-сиениты до оливиновых габбро-норитов, в составе которых присутствует до 1% ортоклаза. Постепенность переходов свидетельствует о генетическом родстве и развитии сиенитов из одного очага с габбро. Тем не менее в них встречаются ксенолиты габбро и сиенит-порфиров более ранней генерации.

Состав типичных сиенитов характеризуется наличием плагиоклаза, калиевого полевого шпата и темноцветного компонента. Отношения между этими компонентами сильно варьируют как по количеству, так и по структуре. Преобладают всегда полевые шпаты. Плагиоклаз — то андезин и олигоклаз с зональной структурой и идиоморфными ограничениями, то альбит. В первом случае ортоклаз выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза, разъедая их. Во втором — порода обычно бывает сложена или микропертитом, или же состоит из альбита. Микропертитовые прорастания грубы и характеризуются, как поздний магматический метасоматоз, калиевым полевым шпатом, причем иногда в сеть ортоклаза вставляются небольшие участки биотита той же формы прожилков.

Темноцветные компоненты — биотит и роговая обманка сравнительно с плагиоклазом являются более поздними; пироксен также им одновременен. Магматический метасоматоз распространен чрезвычайно сильно. Вместе с поздними продуктами кристаллизации ассоциируются магнетит, титанит и апатит.

Структура или гипидиоморфно-зернистая, или порфировая, иногда аплитовидная во внешних частях. В переходных частях к габбро присутствуют типичные монцониты с их структурой.

Химические анализы сиенитов (табл. 98).

Родственные породы, по данным К. И. Асташенко, в виде сиенит-диоритов и габбро-сиенитов (монцонитовая ветвь) имеются и в Богословском округе.

Многочисленные жильные породы разделяются на два типа — лейкократовые и меланократовые. Некоторые из них очень редки, в особенности разности с микролитовой структурой. Дуниты р. Иова прорезаны дайками иссита и верлита, плагиоаплита (гранулита) и альбитита. На Каменушках в дунитах развиты исситы, плагиоклазиты и роговообманковые габбро-пегматиты.

Таблица 98

Химический состав сиенитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	54,93	0,64	13,08	4,55	3,13	1,31	1,61	8,14	4,98	3,02	—	—	2,75	99,98
2	54,70	0,48	23,24	1,47	2,94	0,08	1,61	7,04	4,39	2,69	0,73	0,09	—	99,46
3	60,36	0,39	19,60	2,96	0,97	0,07	0,44	2,12	9,50	3,24	0,39	0,31	0,07	100,42
4	58,31	0,75	19,29	4,41	2,20	0,04	1,67	4,47	6,05	2,89	0,51	0,09	0,00	100,68

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	23,61	29,24	26,46	20,69	170	1,47	0,29	0,25	0,90	V	Натрово-сиенитовая
2	41,15	18,19	22,71	17,95	164,6	1,09	0,29	0,40	1,25	IV	Эссекситдиоритовая
3	40,01	13,01	7,91	39,08	209,4	1,02	0,18	0,18	0,61	IV	Лейкосиенитовая
4	36,00	24,39	15,20	24,41	183,0	1,79	0,33	0,33	0,63	IV	Эссекситдиоритовая

1. Сиенит. Гора Высокая. 2. Сиенит у Выйского пруда. 3. Сиенит. Нижний Тагил. 4. Кварцевый сиенит. Лая.

В дунитах Светлого Бора развиты исситы. Тагильский дунитовый массив не содержит жильных пород.

В пироксенитах имеются жилы дунитов и сидеронитовых дунитов, казанскитов, гареваитов, беербахитов, микрогаббро, плагиоклазитов и габбро-пегматитов.

В габбро встречаются микрогаббро, беербахиты, микродиориты, плагиоклазиты. Лампрофировые жилы имеют местное значение.

1. Дуниты. Дуниты встречаются в пироксенитах Тылай-Конжаковского Камней, в истоках Катышорской, на Косьвинском Камне, в истоках р. Гаревой, на Каменушках, Соколиной горе и Качканаре. Их состав и структура типичны, величина зерна 2—3 *мм*. На Гаревой оливин встречается в порфировидных выделениях, переходящих в серпентин.

2. Дуниты сидеронитовые, называемые иначе магнетитовыми оливинитами, развиты на Косьвинском Камне, Тылае, Казанском Колпаке, Качканаре и в Тагильском массиве, причем всегда приурочены к пироксенитам. Они тонкозернисты и богаты магнетитом, иногда сланцеваты. Структура типичная сидеронитовая. Породы обычно свежи, лишь частично серпентинизированы.

Химические анализы пород даны в табл. 99.

Среди магнетитовых оливинитов последняя фаза кристаллизации, в виде магнетита, нередко концентрируется в породах, образуя иногда самостоятельные жилы. Такого рода руды известны в указанных месторождениях, но не обладают большими размерами. Пример их анализов дан в табл. 100.

Таблица 99

Химический состав сидеронитовых дунитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O+K_2O	H_2O	Сумма
1	29,23	1,30	2,26	0,80	12,20	20,75	0,58	0,22	31,95	0,36	0,20		99,85
2	33,67	—	6,65	0,16	9,61	12,80	—	—	27,25	6,06	0,36	2,92	99,58

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	2,13	97,12	0,50	0,25	37,9	1,26	—	0,64	0,005	I	Ортавгит-перидотитовая
2	5,71	84,38	9,32	0,59	48,6	—	0,16	0,69	0,11	I	

1. Сидеронитовый дунит, Качканар. 2. То же, Билимбаиха в Тагильском районе.

Таблица 100

Химический состав магнетитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	H_2O	Сумма
1	14,98	2,04	6,72	61,71	10,81	0,56	1,44	0,24	—	0,20	98,16
2	5,67	3,46	9,16	48,14	21,69	1,47	4,61	3,52	0,36	—	98,08

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	6,40	93,18	0,42	—	24,3	2,48	—	0,04	0,004	I	Ортавгит-перидотитовая
2	7,55	87,17	5,28	—	7,9	3,6	—	0,11	0,06	I	

3. Казанскиты представляют жильные троктолиты. Это — черные, тонкозернистые породы, похожие на сидеронитовые дуниты, но отличающиеся от них наличием плагиоклаза. Структура типичная сидеронитовая.

Анализ казанскита с вершины Казанского Колпака (табл. 101). От ортавгит-перидотитовых магм он отличается пониженной величиной *mg*, за счет увеличения железа.

4. Гаревиты встречены всего в числе одной жилы на р. Гаревой в Тылае. Это — меланократовая, порфировидная порода, содержащая в плотной основной массе корродированные вкрапленники пироксена, отличающегося коричневатой окраской и зонарным

строением. Они содержат включения плагиоклаза, магнетита и оливина, как минералов основной массы, проникших внутрь, вероятно, путем коррозии, и мельчайшие железистые частицы, расположенные зонами. Кроме того, встречаются магнетит, октаэдры хромита и шпинели. Из минералов господствует оливин. Второстепенное значение имеют пироксен и плагиоклаз. Последний идиоморфен, но сильно разложен. По минералогическому составу и химически порода близка тылаитам, представляя их жильную фацию.

Таблица 101

Химический состав казанскитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	31,01	0,89	8,94	8,28	17,79	0,08	25,61	3,81	0,77	0,34	2,19	99,71

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	7,53	85,24	5,85	1,38	44,4	0,95	0,23	0,65	0,07	I	Ортавгит-перидотитовая

Таблица 102

Химический состав гареваитов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	42,84	3,60	3,04	5,69	8,48	24,60	11,41	0,61	0,42	1,80	102,49

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	5,13	74,61	18,91	1,35	66,2	0,31	0,77	0,25	II/III	Горнблендит-пироксенит-перидотитовая

5. Исситы. Исситы являются частыми породами среди дунитов. Их роговая обманка, названная Дюпарком соретитом, служит в них главным компонентом. Очень часто встречаются пироксен (диаллаг) и плагиоклаз. Структура обычно панидиоморфная, причем плагиоклаз чаще отсутствует. Характерно значительное количество апатита и магнетита, включенных в амфиболе. Свойства соретита характеризуются следующими константами: $N_g : c = 17 — 19°$;

$2V = -82-89°$ $N_g = N_p = 0{,}023$. Окраска коричневато-зеленая. Химический анализ исситов см. в табл. 103.

Таблица 103

Химический состав исситов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	33,00	1,23	14,56	—	9,20	12,33	0,04	9,86	15,70	1,39	0,96	1,52	99,79
2	40,30	—	17,63	0,34	6,35	10,28	—	8,23	13,85	2,48	0,26	0,92	100,64
3	47,48	0,79	12,00	—	4,86	8,73	—	9,89	11,02	2,32	0,48	2,16	99,73

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	12,49	53,99	28,33	3,29	55,9	1,37	0,31	0,46	0,53	IV	Исситовая
2	19,40	48,04	27,76	4,80	75,4	—	0,07	0,46	0,58	IV	»
3	14,96	54,59	25,05	5,43	100,7	1,26	0,12	0,58	0,46	IV	»

1. Иссит. Г. Качканар. 2. То же, плагиоклазовый. Косьвинский Камень 3. То же, р. Каменушка.

6. Верлиты. Верлиты прорезают мелкими прожилками дуниты Косьвинского Камня. Это — черные, зернистые породы, состоящие из сильно измененного оливина, диопсида и шпинели. Оливин замещается амфиболом. Анализ верлита:

Таблица 104

Химический состав верлитов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	H_2O	Сумма
1	44,94	4,84	0,76	4,64	6,75	23,16	14,70	1,44	101,23

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	5,01	69,89	25,10	—	71,6	—	0,79	0,36	III	Пироксенитовая

7. Павдиты. Павдиты встречены только в Павдинской даче, где их много. Они прорезают жилами кварцевые диориты и габбро. Это — тонкозернистые, черные, афировые породы, состоящие из зонального, разложенного в ядре плагиоклаза, колеблющегося в составе от альбита до андезина, и зеленой или коричневой роговой обманки

в виде призм и игол. Из второстепенных минералов отмечаются: кварц, иногда совсем отсутствующий, магнетит, титанит, развивающийся часто около магнетита, и редко биотит, переходящий в хлорит. В плагиоклазе наблюдается вторичный эпидот. Структура их аплитовая.

Химический анализ павдита см. в табл. 105.

Таблица 105

Химический состав павдитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	53,40	0,63	17,17	5,84	5,59	2,62	8,92	3,41	0,92	1,05	99,55

8. Беербахиты. Состав беербахитов, встречающихся жилами, характеризуется плагиоклазом и пироксеном, с примесью иногда амфибола и особенно магнетита и акцессорных титанита с апатитом. Изредка встречается оливин. Величина зерна обычно до 0,2—0,5 *мм* при аплитовой структуре. В особой разности, роговообманковых беербахитах пироксен вытеснен роговой обманкой. Структура беербахитов, как это уже отмечалось Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, аплитовая, с признаками метаморфической. Гломеробластические агрегаты пироксена или плагиоклаза, наличие микропойкилитовых включений кристалликов и капелек магнетита в плагиоклазе, иногда приуроченных к определенным зонам или к ядру его зерен, такие же включения и капельки роговой обманки и кварца (редко) в плагиоклазе, бипирамидальные, негативные кристаллики плагиоклаза внутри кварца — все это свидетельствует о ненормальных условиях образования пород.

Кристаллизация компонентов была почти одновременна, но оформление кристаллов и зерен плагиоклаза шло несколько раньше, вследствие чего темноцветные принимают форму мелких клиновидных зернышек, входящих между зернами плагиоклаза, или иногда образуют ободки около них, приближаясь этим к роговиковому типу. Нередко структура становится роговиковой или пойкилитовой. В последнем случае цементирующие зерна пироксена или роговой обманки достигают до 1 *см* величины. Е. А. Кузнецов констатировал обширное распространение этих пород в Баранчинской и Тагильской частях массива, причем не в виде жил, а в виде больших площадей, представляющих аплитовидные поверхностные части массива. Тот же состав имеют и такситовые меланократовые участки в кварцевых диоритах. В Баранчинском районе Е. А. Кузнецов наблюдал беербахиты состава габбро-норитов с теми же типами структур, связанные с нормальными породами.

Метаморфизм этих пород обусловлен двумя причинами: 1) автометаморфизмом при быстром их застывании в момент внедрения магмы в контакте с холодными стенками; 2) изменением под влиянием более глубоких жидких частей очага. Это особенно касается такситовых включений. Одним из явлений, обусловивших такие структуры, служит переохлаждение периферической кромки бас-

сейна. При этом в некоторый момент зародились многочисленные мелкие кристаллики и капли вследствие процесса ликвации. Они принадлежат всем компонентам магмы. Начало кристаллизации вызвало повышение температуры и возвращение к нормальному ходу ее, причем продолжали выделяться только плагиоклазы, захватившие во внутрь многочисленные ранние выделения. На этой стадии остановился рост кристаллов роговой обманки и магнетита, и могло итти даже их растворение. Дальнейший процесс выделения их происходил, как указано, в конце, вследствие чего периферические зоны кристаллов часто свободны от включений по резко отграниченной зоне. Роговиковые структуры являются следствием воздействия глубинных частей массива.

Химический состав беербахитов (трапп-гранулиты Левинсон-Лессинга) дан в табл. 106.

Таблица 106

Химический состав беербахитов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	47,82	22,67	5,80	4,82	1,79	10,58	3,87	1,06	0,78	99,19
2	53,60	15,79	5,85	5,14	4,22	10,75	3,49	1,33	0,10	100,27

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	33,40	27,47	28,15	10,98	118,8	0,15	0,24	1,02	VII	Оссипитовая
2	23,20	37,46	28,77	10,57	134,0	0,20	0,42	0,76	V	Габбро-диоритовая

1. Роговообманковый трапп-гранулит. Гора Синяя. 2. Пироксеновый трапп-гранулит. Оттуда же.

9. Микрогаббро и габбро-порфириты. Габбро-порфириты являются аналогичными беербахитам, отличаясь от них наличием порфировых выделений, принадлежащих чаще плагиоклазу. Кроме даек, они образуют вместе с микрогаббро большие участки и такситовые включения. Их состав иллюстрируется анализом.

Таблица 107

Химический состав микрогаббро и габбро-порфиритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	52,89	0,67	15,95	3,74	8,16	3,06	8,63	2,45	2,08	0,90	98,53
2	46,56	—	12,33	6,02	7,09	12,49	13,18	1,75	0,24	0,54	100,20

1. Микрогаббро. 2. Микротылаит.

10. Лампрофиры оливиновые встречены только в Павдинской даче, где они развиты жилами в габбро и в кварцевых диоритах. Это — меланократовые породы с вкрапленниками магнетита, оливина, авгита и плагиоклаза № 55—75, иногда с зонами до № 48—13 на периферии зерен. Основная масса варьирует в количестве и состоит из магнетита, авгита, лабрадора № 64 до № 17 и иногда небольшого количества стекла. Химический состав их дан Л. Дюпарком.

Таблица 108

Химический состав оливиновых лампрофиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	48,42	0,46	13,48	3,63	7,01	10,31	10,47	2,51	2,58	0,22	99,03
2	47,16	0,76	15,16	3,71	6,94	8,84	11,90	2,22	2,49	0,72	100,00

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	16,81	50,76	23,79	8,64	102,7	0,74	0,40	0,65	0,47
2	19,00	46,52	27,17	7,31	100,5	1,22	0,46	0,61	0,59

11. Лампрофиры авгитовые редки и представляют плотные, черные породы с вкрапленниками зонального пироксена ($2V = +57°$; $N_g : c = 43°$). Основная масса состоит из амфибола и магнетита с примесью биотита. Плагиоклаз замещен в серицит, каолин и эпидот. Пироксен замещается роговой обманкой, а биотит хлоритом. Анализ породы из Павдинской дачи.

Таблица 109

Химический состав авгитовых лампрофиров

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	44,94	0,75	13,96	5,18	7,56	8,46	13,86	1,55	1,08	2,24	99,58

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	17,05	47,54	30,86	4,55	93,5	1,17	0,32	0,55	0,65	IV	Ийситовая

12. Микродиориты. Микродиориты обычно содержат кварц, являясь аналогами кварцевых диоритов. Они аналогичны микрогаббро, отличаясь от них меньшим количеством темноцветных, из

которых главную роль играет зеленая роговая обманка, но часто встречается и пироксен диопсидового ряда. Второстепенную роль играют: кварц, магнетит, титанит и апатит. Структура их аналогична беербахитам. Отличием от последних является почти постоянное наличие кварца и более кислый состав плагиоклаза. Интерес представляет роль кварца. Кроме зерен, аналогичных другим минералам, он образует идеальные бипирамидальные кристаллики в плагиоклазе. Последний образует включения в кварце, но они принимают также бипирамидальную форму последнего. Все бипирамидки их ориентированы одинаково, независимо от структуры включений, и параллельно многочисленным негативным кристаллам жидких и газовых включений, присутствующих рядом. Отражая структуру кварца, они, подобно жидкостям, являются фигурами травления. По-видимому, в момент образования плагиоклаз действовал на твердый кварц одновременно и одинаково с жидкостями. Он был жидок и мог производить травление кварца, будучи захвачен последним. Вероятно, это были капельки переохлажденной жидкости, захваченной растущими кристаллами. Поэтому они, подобно таким же включениям магнетита и амфибола, обладают часто формой округлых капелек. Их размеры не превосходят 0,02—0,03 *мм*. Возможно и то, что эти структуры являются следствием перекристаллизации при участии горячих паров—после застывания при температурах выше 575°. Геологические условия залегания их аналогичны беербахитам, с которыми они связаны переходами.

Химический состав их характеризуется следующим анализом.

Таблица 110

Химический состав микродиоритов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	55,20	0,86	15,48	4,50	6,67	3,28	7,82	2,82	1,62	0,88	99,13

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	25,94	39,47	23,87	10,72	157,3	1,85	0,27	0,35	0,60	IV	Диоритовая

Кварцевый микродиорит.

13. Габбро-пегматиты (роговообманковые пегматиты Дюпарка) распространены среди дунитов и пироксенитов большинства массивов, кроме Тагильского. Они состоят из гигантских кристаллов соретита с плагиоклазом Ab_3An_4, и кристаллы этих минералов достигают 20 *см*. Из других минералов наблюдается примесь магнетита, апатита в кристаллах до 1 *мм*, титанита, иногда кварца и эпидота. Химический состав дан в табл. 111.

Таблица 111

Химический состав габбро-пегматитов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	45,83	21,93	3,82	5,54	5,14	12,98	2,21	0,43	2,16	100,76

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	29,05	34,18	31,32	5,45	103,3	0,11	0,51	0,92	V	Оссипитовая

14. Аплиты и микропегматиты являются сравнительно редкими. Они залегают жилами в габбро и диоритах хребта Колпак-Казанский. Е. А. Кузнецов наблюдал их в перидотитово-пироксенитовом массиве на горе Васильевой, у Тагила. Это — светлые породы, состоящие из плагиоклаза (№ 7—10) и кварца, как главных компонентов. К ним присоединяется иногда варьирующее количество ортоклаза или микроклина. Редко роль последнего возрастает настолько, что он составляет почти половину породы (север Тагильской дачи). Из других минералов присутствует иногда: немного биотита, переходящего в хлорит, мусковита, магнетита и циркона. На горе Васильевой Е. А. Кузнецов наблюдал в этих породах скопления идиоморфных кристаллов пренита в кварце, несомненно, первичного происхождения. Структура их или аплитовая или микропегматитовая.

Таблица 112

Химический анализ аплита

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	76,80	0,18	10,45	0,03	1,23	0,78	2,62	2,51	3,80	0,52	98,92

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	38,34	13,85	17,52	30,29	479,2	0,82	0,50	0,53	1,27	VI	Адамеллитовая

По анализу табл. 112 характер магмы устанавливается трудно, так как от адамеллитового типа порода отличается уменьшенным *fm*. От тронтгиемитового типа она отличается низким *al* и высоким *k* и *c/fm*; встречается чаще у тронтгиемитового типа.

15. Плагиоклазиты встречаются часто. Это — сахаровидные, мелкозернистые породы, иногда в зальбандах приобретающие амфибол. Они залегают в перидотитах или пироксенитах. Состав плагиоклаза в них колеблется Ab_1An_1, до альбита. Из других минералов присутствует иногда немного кварца, мусковита и биотита, а в зальбандах — немного зеленой соретитовой роговой обманки. Из акцессорных отмечены, как очень редкие минералы: циркон и титанит, из вторичных, эпидот и цоизит, хлорит и каолин. Кварц выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза, в остальном же структура аплитовая.

Химические анализы плагиоклазитов.

Таблица 113

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	56,87	—	25,62	0,00	0,00	0,66	9,55	6,18	0,81	1,79	101,48
2	60,80	—	24,06	0,42	0,39	0,21	5,78	7,64	0,33	0,45	100,08
3	66,09	0,23	18,85	0,91	—	1,53	1,09	10,84	0,48	1,17	101,19

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	45,96	3,02	31,20	19,82	173,4	—	0,08	1,00	10,33	X	Анортозитовая
2	48,93	3,30	21,41	26,36	210,2	—	0,03	0,33	6,49	IX	Андезинфельзит.
3	40,71	10,95	4,30	44,04	242,7	0,47	0,03	0,77	0,40	IV	Нордмаркитовая

1. Плагиоклазит. Косьвинский Камень. 2. То же. Каменушки. 3. Альбитит. Косьвинский Камень.

16. Пегматиты являются чрезвычайно редкими породами. Известен только один случай развития пегматита на горе Малый Шихан в Тагильской даче. Гигантолитовая порода состоит из кристаллов серого микроклина, до 20 *см*, в сочетании с такими же неделимыми кварца. Письменной структуры не наблюдается. Под микроскопом в полевом шпате видна типичная решетка микроклина. По трещинам спайности наблюдаются легкие зеленые налеты медных соединений.

17. Кварцевые жилы являются также довольно редкими. Такие жилы были встречены на горе Васильевой в Тагильской даче, где они обладают довольно значительной мощностью. Подобные же жилы известны на продолжении по простиранию к северу в Баранчинском районе, где в них известны скопления сульфидов.

18. Плагиогранитовые и плагиоаплитовые интрузивные брекчии наблюдаются в пироксенитах. Как уже отме-

чалось, плагиоклазиты и аплиты в контактах с ультраосновными породами приобретают роговую обманку путем адсорбции вещества боковой породы. Эта роговая обманка обладает типичными свойствами соретита. Пироксенит в контакте с этими жилами также реакционно замещается вторичным амфиболом, резко выделяющимся в виде черного бордюра около белой жилы. Температура вторгшихся даек соответствовала термодинамическому равновесию амфибола.

Л. Дюпарк считает, что это является причиной появления амфибола и в габбро-пегматитах, и в других породах этого типа. Такую же точку зрения принимает и А. Н. Заварицкий, считающий плагиоклазиты результатом потери кремнезема при реакции гранитных даек с ультраосновной неустойчивой средой, жадно поглощающей вещество даек. Происходит десиликация и концентрация CaO в дайке. При далеко зашедшей реакции растворов могут образоваться жилы исситов (Рай-Из). Последние интересны богатством их апатитом, свидетельствующим о наличии летучих компонентов в их магме. Прекрасно развиты такие брекчии на горе Васильевой в Тагильской даче. Количество кислого гранитного материала в пироксенитах составляет здесь не менее 5%. Если принять во внимание наличие пегматитов, аплитов, плагиоаплитов и плагиоклазитов в этом районе, мы получим непрерывный ряд десиликации гранитных даек и полную серию кислых дериватов, вторгшихся в пироксенит и перидотит, до чистых кварцевых жил.

19. Сиенит-пегматиты. Интерес представляют также жилы, развитые среди сиенитов. К юго-западу от Тагила автор находил типичные гранитные пегматиты и сиенит-пегматиты. Величина зерна последних достигает 3 *см*. Зерна розовато-серого микропертита слагают породу почти сплошь. Из других минералов наблюдаются редкие зернышки роговой обманки. Другим довольно частым жильным продуктом в сиенитах являются дайки сиенит-диоритовых порфиритов с основным зональным плагиоклазом, роговой обманкой и часто с примесью ортоклаза в последней фазе.

Дифференциация массива. Как указано в геологическом очерке, массив представляет сложную интрузию габбровой магмы с дифференциатами от дунитов до гранитов. Постепенные переходы свидетельствуют о том, что процесс носил общий медленный характер; наличие же даек более кислых пород в более основных в порядке кислотности говорит о том, что возраст первых более молодой. Так как и те и другие факты наблюдались в Тагильском районе одновременно, не для жильной серии, а для главного интрузивного поля, то они примиримы только при допущении одновременной интрузии дифференцированной на глубине магмы. При этом могло быть и перемешивание слоев, могли возникнуть и полосатые, и такситовые структуры, и краевые аплитовые фации, свойственные всем породам, встречающимся на окраине близ кровли. Естественно, что при этом из глубины как главного, так и производного очага происходили повторные подвижки. К таковым мы относим дунитовые массы, проникшие из глубоких частей очага в смятую амфиболитизированную кровлю габбро, или по окраине габбро и свиты М (северные массивы) или даже целиком в свиту М. Е. А. Кузнецов наблюдал в Тагильском массиве флюидальную структуру кварцевого диорита со втеками плагиогранита. Обе магмы были жидки, и в первой было большое

количество кристаллов зонального плагиоклаза. Последние были резорбированы и обросли снова более кислым плагиоклазом. Ядра кристаллов носят ясные следы коррозии; следовательно, процесс смешения шел до полной кристаллизации той и другой породы. Граница между ними отчетлива, но не резка. Этим же можно объяснить и переходы от плагиоаплита к микроклиновому гранит-аплиту, наблюдавшиеся в одном шлифе.

Для выяснения закономерностей дифференциации Е. А. Кузнецов проработал большой имеющийся микроскопический и химико-аналитический материал. Для выяснения закономерностей минералогического состава было просчитано около 150 шлифов разнообразных пород Тагильского массива, и данные пересчетов в их средних величинах, взятых через 10% SiO_2, нанесены на диаграмму. На оси абсцисс отложены эквиваленты SiO_2, рассчитанные по подсчетам. Последние охватывают ряд: от габбро до гранитов (рис. 92).

Из диаграммы мы видим рост содержания плагиоклаза от габбро (тылаиты) до 56%, где кривая дифференциации разветвляется, и одна ветвь идет к габбро, приближающемуся к лабрадоритам (82% лабрадора). Эта побочная ветвь является редкой. Чистая линия идет по прежнему направлению до содержания плагиоклаза 73% при 32—33% анортита. Здесь происходит новая виргация, и диориты идут по двум путям. Нормальные из них следуют по линии накопления плагиоклаза, количество которого доходит до 90%

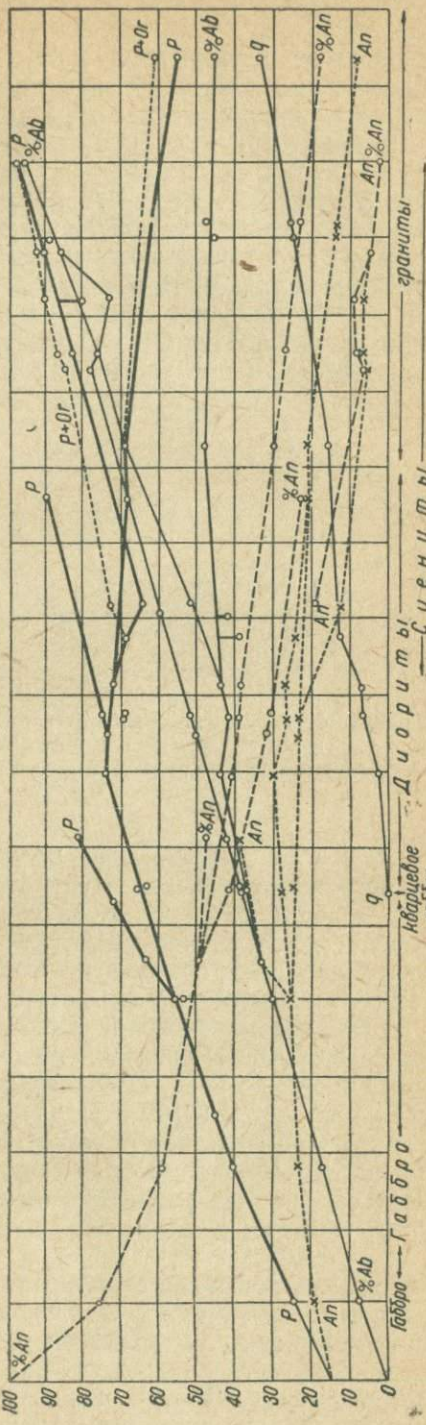


Рис. 92. Вариационная диаграмма горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса по минералогическому составу.

q—содержание кварца; % Ab—общее содержание альбита в породе; % An содержание анортита в составе плагиоклаза; An—общее содержание анортита в породе; P + Or—плагиоклаз + ортоклаз; P—плагиоклазитовые ветви.

при 23% анортита. Кварцевые диориты идут по линии уменьшения плагиоклаза, и в конце их ветви содержание его падает до 70% при 38% анортита. Здесь лежит точка нового разветвления. Гранитная линия продолжает кварцевые диориты, линия же сиенитов дает увеличение содержания плагиоклаза до 96%. Одновременно появляется немного ортоклаза, количество которого в микропертитовых разностях сиенитов доходит до 45%. Ортоклаз присутствует и в гранитной ветви, где в крайних членах содержание его достигает 56% при общем количестве полевого шпата в 62%. Немного ортоклаза присутствует и в нормальных диоритах, причем больше, чем в кварцевых.

Содержание анортита в составе плагиоклаза идет соответственно, но в обратном порядке. В основных габбро оно равно в среднем 75%, а в кислых падает до 48%. Главная линия идет к диоритам. Нормальная ветвь последних содержит в кислом конце плагиоклаз до 23% анортита. Кварц-диоритовая ветвь является главной и содержит в кислом конце плагиоклаз № 38, переходя без перерыва

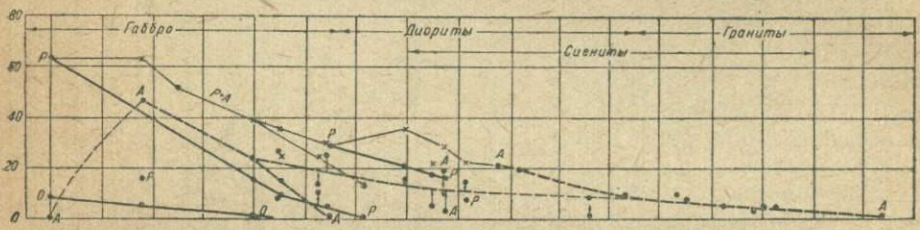


Рис. 93. Вариационная диаграмма Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса по минералам.

O—содержание оливина; *P*—содержание пироксена; *A*—амфибола; *P*+*A* суммы пироксена и амфибола.

к гранитам, состав плагиоклаза которых падает до № 18. Резко различен состав плагиоклаза в сиенитах. В основных представителях их он доходит до № 29, т. е. близок диоритам, тогда как нормально падает до № 0. По последним исследованиям Е. А. Кузнецова, обе группы пород связаны постепенными переходами как между собой, так и с габбро-норитами, которые в районе Лаи и Кушвы нередко содержат ортоклаз наряду с оливином.

Общее содержание анортита в габбро достигает до 25%, а в лабрадоритовой ветви до 39%. В основных габбро оно меньше, а в гранитах также падает до 10%. В диоритах наблюдается раздвоение кривой. Нормальные разности менее богаты анортитом, чем кварцевые, причем в кислых членах ряда кривые снова сближаются. В сиенитах содержание анортита падает до 0%. Они являются самостоятельной ветвью и связаны переходами с нормальными диоритами.

Содержание альбита идет прямолинейно, и только с появлением кварца кривая раздваивается. Для кварцевых диоритов повышение замедляется, а для гранитов оно остается на одном уровне. В сиенитах количество альбита резко повышается, замещаясь в автопневматолитическую фазу ортоклазом.

Количество кварца постепенно возрастает и в гранитах дости-

гает 36%, причем кварц в виде бипирамидальных кристаллов начинает кристаллизоваться ранее других компонентов.

Подводя итоги, можно сказать, что лейкократовые компоненты в средних цифрах представляют членов одной серии с двумя ветвями: 1) габбро-гранитовой и 2) габбро-сиенитовой.

Породы ряда диоритов с малым содержанием кварца по большому количеству анортита и по содержанию темноцветных должны быть отнесены к кварцевым габбро, в литературе неоднократно описанным. Также близки к габбро и основные представители нормальных диоритов.

Содержание пироксенов в габбро снижается к кислому концу серии, но кривая неправильна вследствие большой роли магмати-

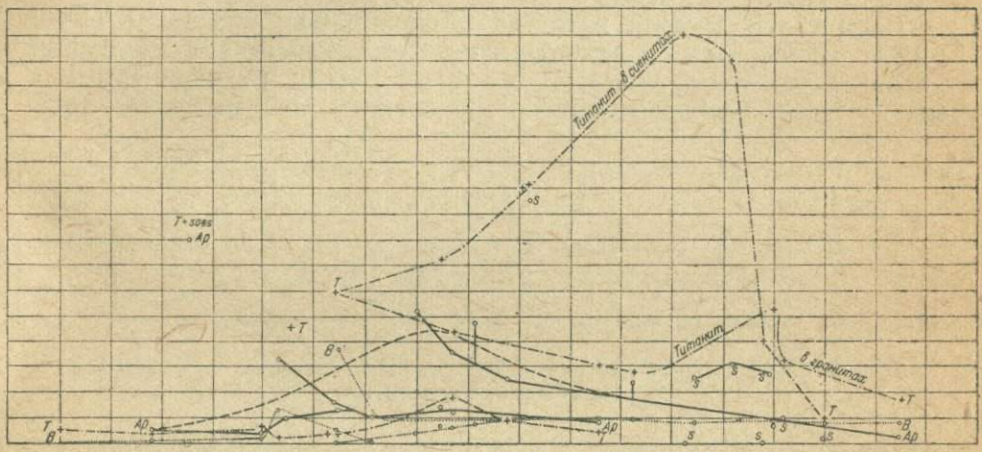


Рис. 94. Вариационная диаграмма Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса по минералам.

T—титанит; *Ap*—апатит; *B*—биотит; *S*—соответственные минералы в сиенитах; *SOSS*—то же, в соссюритовом габбро.

ческого метасоматоза роговой обманкой (рис. 93). Кривая амфибола в начале идет обратно пироксену, потом параллельно ему. В диоритах пироксена больше, чем в габбро, и содержание падает в кислых членах ряда. У кварцевых диоритов его больше, чем у диоритов. Они являются продолжением ряда габбро. В этом сказывается роль остаточных магмато-пневматолитических продуктов, более богатых летучими у кварц-диоритов. Пироксены среди гранитов почти не наблюдаются. В сиенитах они появляются в эндоконтактовых фациях. Количество амфибола в гранитах постепенно падает с увеличением кварца.

Содержание оливина в габбро также падает к диоритам. По пироксену и амфиболу мы имеем почти непрерывный ряд пород с раздвоением в области диоритов и кварц-диоритов для пироксена. Для амфибола ряд непрерывно идет от габбро через кварцевые диориты к гранитам.

Содержание биотита невелико (рис. 94). У габбро оно достигает 1,2%, средняя же величина 0,2%. У диоритов его больше — в сред-

нем около 1%, но сначала кривая делает скачек до 3,7%. У кварцдиоритов вначале имеются сотые доли процента биотита, а у кислых членов содержание его достигает 0,9%. На той же ступени (0,7%) оно находится и у гранитов. Отдельные скачки у габбро обусловлены наличием разностей, богатых биотитом. Одинаковый уровень гранитов и диоритов закономерен. Средняя величина биотита в сиенитах — 0,7%.

Магнетит дает большие колебания средних величин, причем для габбро и кварцевых диоритов наблюдается постепенное уменьшение к кислым членам ряда (рис. 95). В диоритах количество биотита падает сильнее, чем у кварцевых диоритов. В кислых разностях гранитов магнетит содержится в количестве 0,6%. Сиениты не представляют отличий.

Содержание апатита в габбро незначительно, иногда достигает 0,33%. В диоритах он остается на той же высоте, а в кварцевых диоритах его очень много. В основных членах их ряда, которых мы называем кварцевыми габбро, количество апатита равно 0,16%,

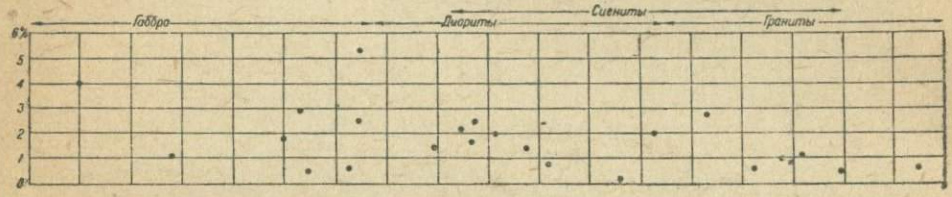


Рис. 95. Вариационная диаграмма Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса. Магнетит.

в средних — оно поднимается до 0,52%, а в гранитах постепенно падает до 0,02%. Скачек приурочен к появлению кварца, развитию обильного амфибола и биотита — минералов магмато-пневматолитической фазы кристаллизации. Обилие апатита, как раннего продукта этой фазы, естественно ожидать при первом ее обогащении и фиксации. Сиениты обладают более значительным количеством апатита, в среднем 0,31%, а в анализированном Д. В. Никитиным сиените горы Высокой — до 6%.

Титанит в габбро играет небольшую роль. В них титан связан, повидимому, с титанитомагнетитом и ильменитом. Его количество резко возрастает в диоритах и постепенно падает к гранитам, с временной вспышкой в основных членах последних. Ряды диоритов и гранитов повторяют друг друга, в то время как в кварцевых диоритах титанит держится на среднем уровне, являясь продолжением ряда габбро с резкой вспышкой в основном конце. В общем, в кислых породах титанита больше, чем в основных, и максимум лежит в диоритах. Особенно много титанита в сиенитах, где в среднем мы получили 0,9%, а максимум — 1,6%. Во всех породах ход кривой титанита повторяется с резким скачком вверх в ее начале.

Подводя итоги, можно отметить, что по всем главным и второстепенным минералам выделяется чистая линия диференциации: габбро — кварцевые диориты — граниты и боковая ветвь: габбро — диориты — сиениты. По титаниту, каждая из этих групп обнаруживает самостоятельный цикл развития.

Соссюритовые разности габбро совпадают по цифрам главных минералов с нормальными, но обладают повышенным содержанием апатита и титанита, что обусловлено богатством их летучими компонентами, сказавшемся и на обилии в них связанной воды.

Химическое исследование. В литературе имеется более 100 анализов горных пород массива. На прилагаемой диаграмме, составленной по классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, нанесены все точки ана-

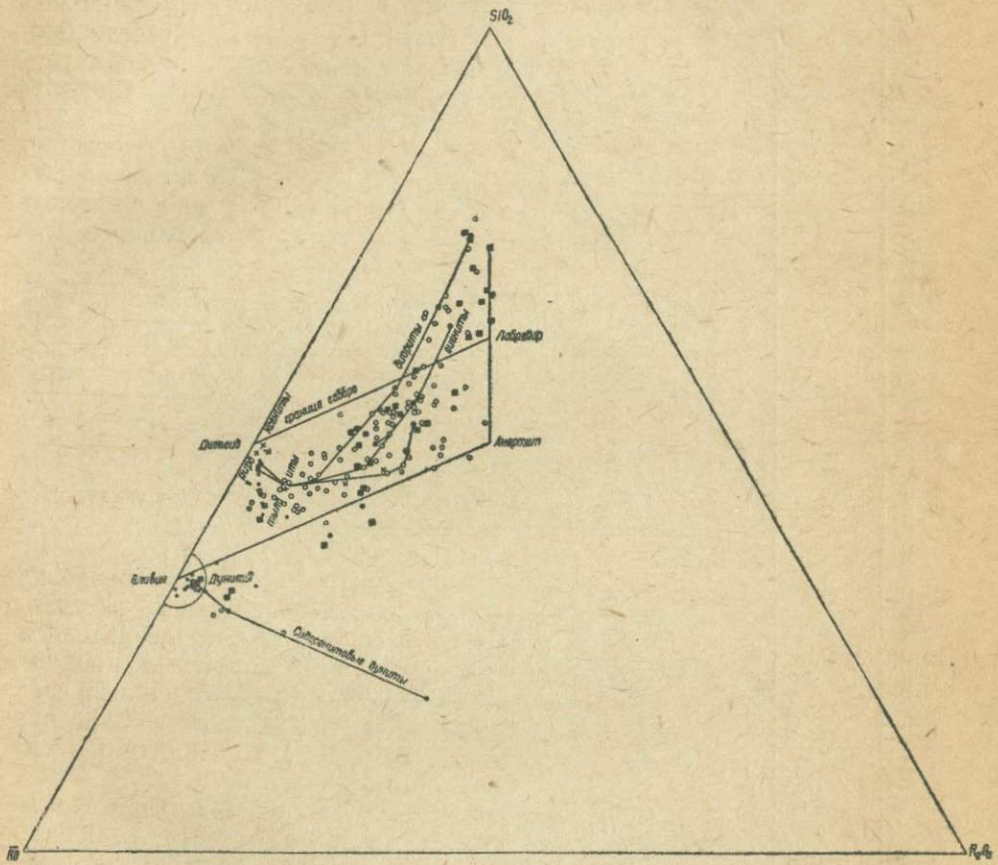


Рис. 96. Вариационная диаграмма химического состава горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса. Кружки черные — средние величины анализов; кольца — точки индивидуальных анализов; квадраты — породы жильной серии.

лизов (рис. 96). Часть их группируется около точки оливина с отклонением в сторону магнетита и хромита. Это — дуниты и сидеронитовые дуниты. Уклонения точек последних в сторону пироксенитов обусловлены серпентинизацией.

Другая часть анализов расположена около точки диопсида, причем три анализа чистого пироксена из пироксенитов очень близки теоретической (кресты). Близки к ней и диаллагиты. Оливиновые пироксениты отодвигаются к точке оливина, тогда как косьвиты одновременно смещены к магнетиту.

Таблица 114

Химический состав средних величин анализов пород Тагильского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	P_2O_5	Следы
1	35,93	0,05	0,37	0,47	4,14	4,88	0,16	0,30	43,31	0,49	0,08	0,05	8,00	1,77	—	—
2	29,00	0,66	3,23	0,47	13,73	17,71	0,57	0,21	28,70	3,11	0,35	0,10	2,16	—	—	—
3	10,71	2,50	6,33	—	48,93	18,54	0,60	—	9,09	1,79	—	—	1,15	—	0,31	Следы
4	42,05	0,51	4,32	0,32	8,77	8,63	0,11	—	15,57	18,66	0,31	0,11	0,64	—	—	—
5	49,63	0,46	2,30	0,30	1,56	5,47	0,03	—	18,51	20,56	0,20	0,09	0,89	—	—	—
6	50,82	—	1,85	0,85	1,35	3,68	Следы	Следы	18,40	22,09	—	—	0,96	—	—	—
7	37,18	0,21	1,03	0,46	2,21	5,08	0,24	—	43,51	—	—	—	10,08	—	—	—
8	43,69	0,53	10,66	Следы	5,73	7,85	0,10	—	13,33	15,87	1,01	0,49	0,74	—	—	—
9	42,17	0,66	23,52	—	4,35	4,57	0,45	0,08	7,63	14,32	0,96	0,44	0,80	—	Следы	Следы
10	46,00	0,47	18,82	—	8,05	3,17	0,28	0,19	5,83	13,84	1,48	0,57	0,86	—	0,04	0,40
11	45,08	0,71	16,11	—	3,13	8,43	0,09	0,00	6,60	14,35	2,12	0,84	1,83	—	0,54	0,17
12	45,41	0,91	18,00	—	4,58	6,98	0,88	Следы	6,72	12,11	1,95	0,79	1,32	0,24	0,06	0,06
13	49,21	0,12	18,79	—	4,73	5,47	0,06	—	5,11	11,11	2,96	0,65	0,79	—	—	—
14	52,58	0,50	16,34	—	2,90	5,67	0,30	—	6,08	11,31	2,40	1,25	0,98	—	—	—
15	59,85	0,66	15,14	—	3,26	4,85	0,07	—	3,30	6,58	2,79	2,25	1,13	—	—	—
16	68,28	0,33	15,61	—	0,89	2,84	Следы	—	1,11	4,08	3,62	1,88	1,39	—	—	—
17	55,68	0,63	18,11	—	2,93	3,27	0,59	—	1,60	5,09	4,00	4,29	1,23	—	—	0,16

1. Дуниты. 2. Сидеронитовые дуниты. 3. Магнетиты. 4. Косьвиты. 5. Оливиновые пироксениты. 6. Диаллагиты. 7. Саксониты. 8. Тылаиты. 9. Оливиновые габбро. 10. Нормальное габбро. 11. Соссюритовое габбро. 12. Роговообманковое габбро и габбро-диориты. 13. Габбро-нориты. 14. Диориты основные. 15. Диориты кислые ($>55\%$ SiO_2). 16. Граниты. 17. Сиениты

Полевошпатовые породы сильно диспергированы на значительном поле, причем жильные породы кислого ряда отодвинуты к анхистехиометрической линии полевых шпатов. На эту линию встали или к ней приближаются альбититы, плагиаплиты и жильные диориты. Жильные породы нерасщепленного типа попадают в главное поле. Большая часть анализов падает на область габбро; менее иссле-

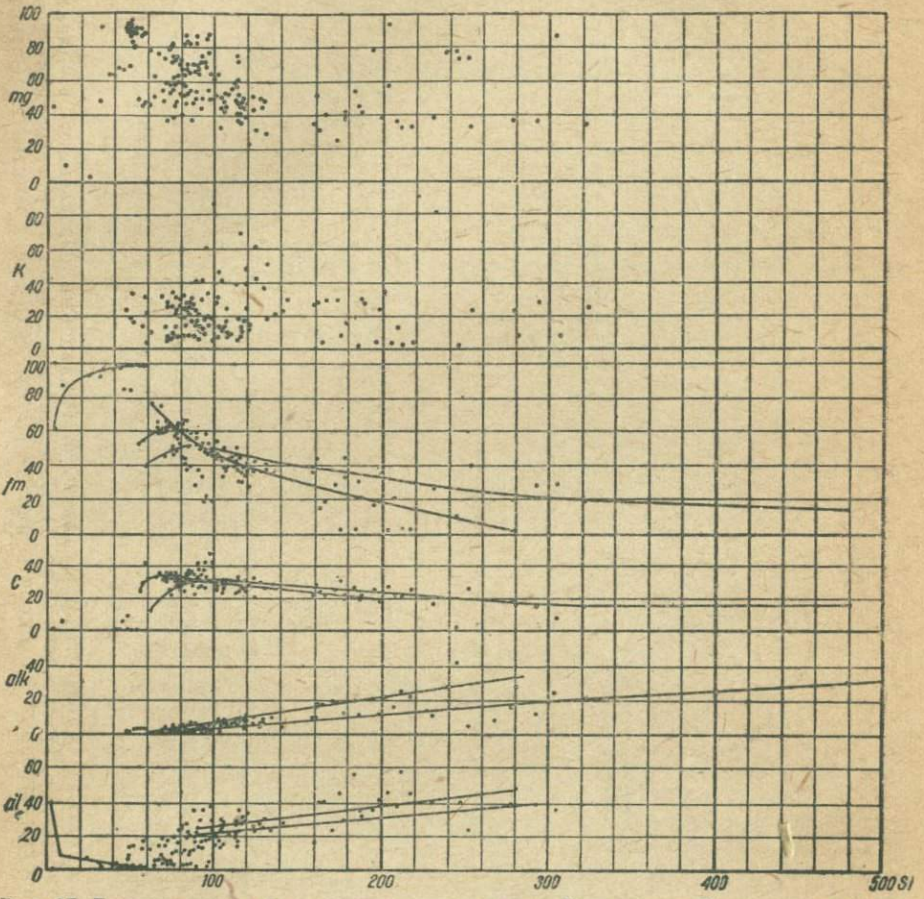


Рис. 97. Вариационная диаграмма горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса, по системе Ниггли.

дованы средние и кислые породы. Все они сливаются в один ряд, кроме дунитов, стоящих особо.

Для облегчения разбора данных анализов удобно воспользоваться средними величинами табл. 114.

На рис. 96 точки средних анализов соединены в вариационные кривые. Мы видим среди них несколько рядов. Один охватывает дуниты — сидеронитовые дуниты — магнетиты. Другой — тылаиты — кварцевые габбро — диориты — граниты. Третий ряд — тылаиты — роговообманковые габбро — габбро-нориты — сиениты. Четвертый ряд — тылаиты — оливиновые габбро — нормальные габбро. От

тылаитов мы имеем переход к мономинеральным диаллагитам через косьвиты и оливиновые пироксениты.

На диаграмме (рис. 97) нанесены точки анализов, по системе Ниггли. Кривая алюминия *(al)* показывает непрерывное увеличение с сильной дис-

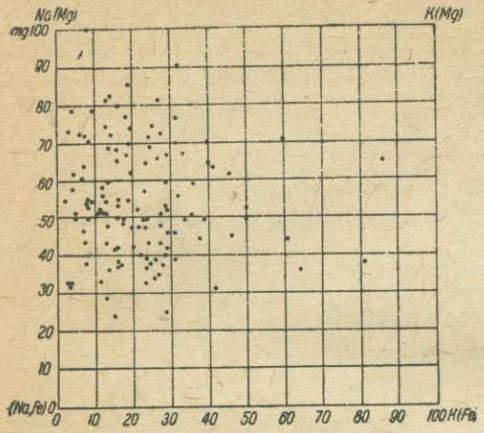


Рис. 98. *k* — *mg* — диаграмма горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

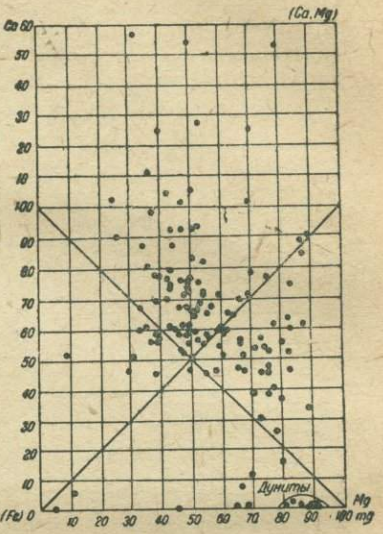


Рис. 99. Диаграмма *mg* — *c*/*fm* горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

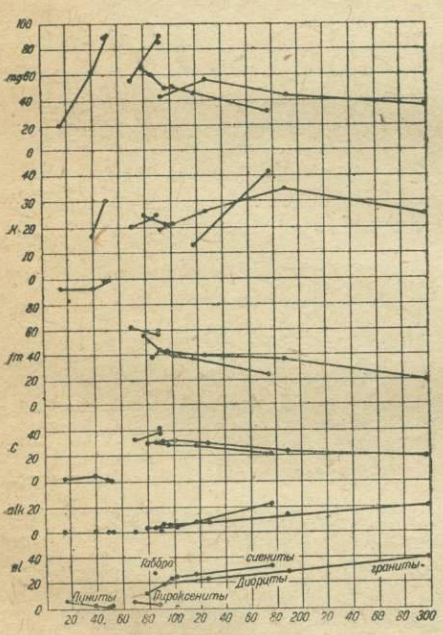


Рис. 100. Вариационная диаграмма средних величин химических анализов горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

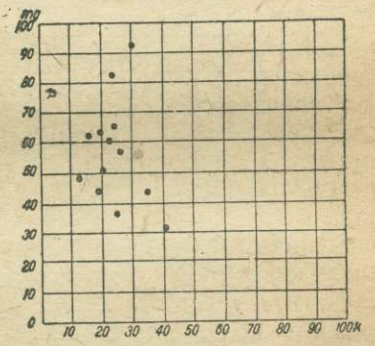


Рис. 101. *k* — *mg* диаграмма средних величин химических анализов горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

персией точек в основном конце. Для щелочей наблюдается тот же процесс с двойственным характером дифференциации до сиенитов. Для кальция *(c)* мы видим падение содержания в кислом и ультра-

основном конце, так же как и для фемических окислов. Последние обнаруживают падение в сидеронитовых дунитах и рудах. Калий — магний диаграмма (рис. 98) обнаруживает принадлежность всех пород к щелочноземельному ряду, кроме немногих анализов, попадающих в калийный ряд (сиениты).

Диаграмма соотношений кальция и магния и железа ($mg : c/fm$) (рис. 99) дает расположение точек в правой, верхней, половине. Породы обогащены магнием и кальцием. Дуниты всюду являются изолированными.

Диаграммы средних величин (рис. 100) для глинозема дают обособленное положение дунитов. Алюминия больше в сидеронитовых

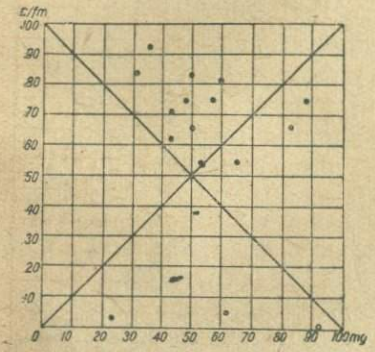


Рис. 102. Диаграмма $mg : c/fm$ средних величин химических анализов горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

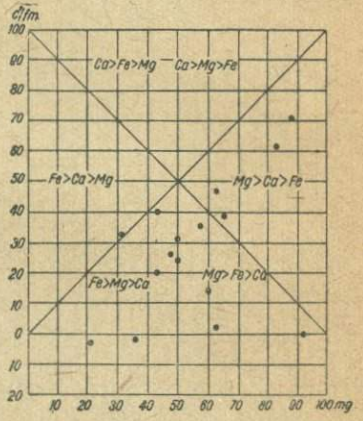


Рис. 103. Диаграмма $mg : c^1/fm$ горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

разностях дунитов и пироксенитов. У других пород непрерывный ряд связывает тылаиты через диориты с гранитами. Другой ряд идет через габбро, роговообманковые габбро и габбро-нориты к сиенитам. Двойственность сохраняется и по щелочам и магнезии, но незаметна для извести. Дуниты всюду обособлены. Кривая титана показывает концентрацию его в магнетитовых разностях дунитов, в сиенитах и кварцевых диоритах, — породах, дающих концентрацию пневматолитической фазы, — наблюдается увеличенное количество магнетита, титанита, апатита, амфибола и биотита. На $k — mg$ диаграмме все породы попадают в магнезиально-натровый ряд (рис. 101).

Диаграмма $mg : c/fm$ соответствует накоплению CaO и FeO в кислых разностях (рис. 102). Диаграмма $mg : c^1/fm$ дает соотношение CaO, MgO и FeO в темноцветных компонентах (рис. 103). В последних для кислых членов ряда происходит накопление FeO и MgO, соответствующее возрастающей роли роговой обманки. У гранитов в темноцветных компонентах нет кальция, и его величина приобрела отрицательный характер, так как вместо роговой обманки и пироксена существенное значение приобретает богатый глиноземом

биотит. Диаграмма $c : (al — alk)$ дает колебание в содержании извести в полевых шпатах и темноцветных минералов (рис. 104).

Все диаграммы дают ясную картину изоляции дунитов. Остальные породы связаны кровным родством и постепенными переходами, причем намечаются два ряда. Один ведет от габбро к плагиогранитам, другой — к сиенитам. Последний не имеет продолжения среди кислых пород. Эта калийная ветвь имеет представителей среди глубинных и жильных аналогов.

На диаграмме (рис. 96) нанесены точки жильной серии. Л. Дюпарк констатировал, что жильные породы являются остаточными продуктами кристаллизации, большей частью не отличающимися от соответственных глубинных пород. Жильные породы образуют два ряда, отличающиеся по количеству R_2O_3.

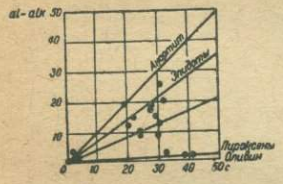


Рис. 104. Диаграмма $c : (al—alk)$ горных пород Кытлымско-Тагильского комплекса.

Наиболее богаты ими кислые породы, где в плагиоклазитах соотношения окислов приближаются к анхистехиометрическим и становятся на линию полевых шпатов. Из основных пород интересны йсситы, химически близкие к оливиновым габбро. Их анализы раскинулись на широком поле в основном габбровом ряде.

Сопоставляя данные химического и минералогического исследования, мы видим полное их сходство. Ряд гранитов идет к габбро через кварцевые диориты и кварцевые габбро. Сиениты связаны с габбро через диориты. Полная согласованность результатов обоих исследований свидетельствует о действительно существующей закономерности.

Исследование структур и соотношений минералов показывает, что нормальным порядком кристаллизации в габбро и других породах является раннее выделение плагиоклаза. При большом содержании пироксена оба минерала кристаллизуются одновременно, обычно с последующим запаздыванием пироксена. Роговая обманка всегда выделяется позже плагиоклаза и пироксена, будучи связана с последним в реакционных отношениях. Еще позже время образования биотита. Ортоклаз и кварц кристаллизуются последними. Магнетит, апатит, титанит концентрируются в последней фазе, но раньше роговой обманки. Из них апатит наиболее ранний. Естественно, что эти компоненты обильны в местах концентрации последней фазы. В сидеронитовых дунитах и косьвитах наблюдается увеличение апатита и титанита. То же наблюдается и в магнетитовых габбро (волковские руды в Баранчинской даче). В сиенитах, представляющих одну из последних фаз диференциации, наблюдается также концентрация этих минералов, особенно вблизи месторождений гор Высокой и Благодати, где в связи с контактовыми процессами происходила концентрация летучих. В ультраосновных породах, наряду с магнетитом, происходит накопление глинозема и воды, ведущее к образованию шпинели, роговой обманки, биотита и хлорита. Первые относятся к пневматолитической фазе развития, хлорит же — к гидротермальной.

Ревдинский массив. Под названием Ревдинского массива мы подразумеваем отшнурованную часть от Ревды и Первоуральска

до Верхнего Уфалея (разъезд Каркадин). Мы имеем здесь те же петрографические типы. Характерно, что на северной оконечности, так же как и на юге тагильской части массива, имеются плагиогранитные и кварцево-диоритовые участки, тогда как южный конец массива сложен дунитами. Для формы массива можно отметить аналогичные отношения. По Е. А. Кузнецову, западная амфиболитизированная часть массива в контакте падает на восток 40—50°. Восточная, в области Дегтярки — Первоуральска, срезана северо-западной дислокацией, с падением около 80° к востоку. Южнее, у Полевского завода, чувствуется близость кровли в развитии диорит- и габбро-порфиритовых полей, среди которых выступают отдельные купола более глубинных фаций. Характерна меридиональная вытянутость пироксенитов на севере массива. Она свидетельствует об образовании их под давлением с востока на запад. Другая отличительная черта — обширное развитие аплитовидных периферических фаций на всей площади массива. Мы имеем вскрытую, более поверхностную часть интрузии.

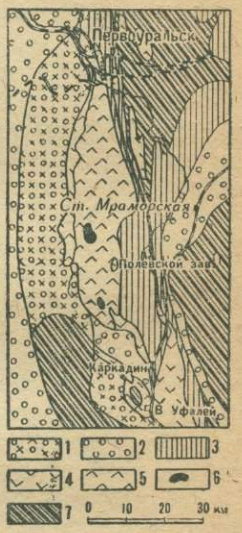


Рис. 105. Геологическая карта Ревдинского массива.

1—свита метаморфических сланцев; *2*—палеозой; *3*—зеленокаменные породы; *4*—дуниты и змеевики; *5*—габбро; *6* — пироксениты; *7*—граниты.

Юг массива в контакте со свитой М сильно смят; прилегающие с востока сланцы зеленокаменной полосы и с запада свиты М падают полого на северо-восток ∠ 25—15°. Общее поднятие этой части Урала сказывается в изгибе простирания и изменении падения пород. Только дуниты и пироксениты сохраняют массивность (рис. 105). У Каркадина находятся последние выхода этих пород, далее к югу они пережаты. Процесс поднятия этих частей Урала выводит на поверхность более глубокие зоны земной коры. Мы видим, что этот процесс вывел на юге на поверхность дуниты, а далее к югу они исчезли. Эти тяжелые горные породы концентрировались на дне замкнутой полости, занятой массивом, и подняты южнее в воздух.

Описав вкратце распространение отдельных фаций массива и их взаимоотношения, мы приведем имеющиеся в литературе химические анализы его горных пород:

Таблица 115

Химический состав горных пород Ревдинского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	35,00	—	0,15	0,66	3,85	4,36	44,13	—	—	—	11,97	—	100,12
2	0,98	1,14	14,78	33,40	—	37,99	8,73	0,23	—	—	—	—	96,95
3	41,99	0,18	11,23	—	17,40	—	13,74	12,42	0,69	0,32	2,31	0,07	100,35

Продолжение табл. 115

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	12,11	61,86	24,43	1,60	76,9	0,25	0,23	0,61	0,39	III	Горнблендитовая

1. Дунит. Омутная. 2. Хромит. Там же. 3. Габбро-пегматит. Там же.

Из анализов мы видим сильную серпентинизацию дунитов.

Особый интерес представляют отношения пород северного конца массива. Здесь наблюдаются небольшие кварцево-диоритовые гранитоидные участки, около которых наблюдаются сильные реакционные явления с габбровыми породами. Часто габбро или пироксениты бывают рассечены многочисленными прожилками плагиогранита, вплоть до состояния интрузивных брекчий. Обломки, попавшие в гранитный базис, иногда резко отграничены, и тогда гранитный материал содержит много кварца, а включенный пироксенит на контакте амфиболизируется. В других случаях реакция ведет к ресорбции пироксенитового материала. Процесс идет путем дезинтеграции зерен пироксена, проникновения между ними гранитного расплава, их амфиболизации и превращения в конечном итоге смешанной породы в уралитовое и соссюритовое крупнозернистое габбро. Крупные прожилки еще сохраняют кварц. В некоторых местах резорбированные обломки еще сохраняют отчетливые, хотя и нерезкие, контуры и содержат прожилки включающей породы. Иногда вместе встречаются обломки на разной стадии ресорбции и ассимиляции. Промежуточная масса, превратившаяся в кварцевый диорит, обнаруживает флюидальное течение, и вся порода в целом проникнута прожилками аплита. Все плагиоклазы соссюритизированы.

Интрузия перидотитов с востока от зеленокаменной полосы

Описанная выше интрузия габбро расположена в западном контакте зеленокаменной полосы. На восточном краю ее находится другая, не менее обширная полоса интрузии основных пород (рис. 91). Главная масса их представлена перидотитами, но местами они сменяются габбро и более кислыми породами. Среди них наблюдается определенная последовательность. Наиболее ранними являются перидотиты, после них следовали габбро и последними интрудировали диориты и граниты. Перидотиты в значительной степени превращены в змеевики.

Полоса начинается на севере так называемым Устейским змеевиковым массивом, описанным Е. С. Федоровым в Богословском округе. Оттуда она прослеживается на юг непрерывно до р. Тагила, где она изучалась автором. Далее она следует на юг до Калатинского района, чрезвычайно расширяясь юго-восточнее Тагила в большой массив перидотитов. У Калаты змеевики сменяются габбро, диоритами и плагиогранитами. Все они местами присутствуют совместно,

Таблица 116

Химический состав горных пород Красноуральского асбестового месторождения

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	S	Сумма
1	40,26	0,02	1,06	3,57	0,15	4,25	0,16	0,30	40,56	0,92	0,00	0,00	8,82	0,32	След.	0,06	100,45
2	41,29	0,00	1,95	1,22	0,44	0,53	0,25	0,36	39,63	0,00	0,05	0,02	12,77	1,28	0,00	0,00	99,79
3	51,76	0,21	3,06	1,50	0,31	3,93	0,14	0,00	16,90	22,07	0,00	0,00	0,56	0,17	0,00	0,05	100,76
4	47,38	1,03	14,36	4,36	0,07	6,19	0,18	0,04	6,30	16,71	1,93	0,07	1,20	0,07	0,12	0,02	100,03
5	53,83	0,58	18,13	3,58	—	5,21	0,29	—	3,87	8,68	2,73	1,49	1,67	0,17	0,05	—	100,28
6	55,41	1,15	16,55	0,65	—	7,70	0,25	—	4,12	7,38	4,91	0,56	1,30	0,10	0,53	0,15	100,26
7	59,30	0,41	17,30	0,71	—	4,85	0,12	—	2,96	6,50	3,96	1,55	1,54	0,18	—	—	99,41
8	64,21	0,23	20,78	0,00	—	1,31	0,03	—	1,42	2,68	9,07	0,45	0,64	0,08	—	—	100,90
9	77,16	0,10	13,59	0,14	—	0,78	0,02	—	0,28	1,11	7,01	0,20	0,20	0,02	—	—	100,67
10	40,36	1,17	14,87	2,31	0,00	5,64	0,29	—	5,57	26,97	0,15	0,05	2,05	1,04	0,32	—	100,79

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	Сечение	Магма
1	1	97,5	1,5	0	59	—	0,92	I	Ортавгит-перидотитовая
2	2	98	0	0	65	—	0,97	I	» »
3	3	54	43	0	94	—	0,80	V	Пироксенито-косвитовая
4	18	39	39	4	102	0,03	0,52	V/VI	Пироксенит-горнблендит-габброидная
5	29	35,5	25,5	10	147	0,27	0,44	V	Нормальная диоритовая
6	27	37	22	14	153	0,07	0,46	IV	То же
7	33	29	22,5	15,5	191	0,2	0,49	V	Кварц-диоритовая
8	44,5	12	10,5	33	234	0,03	0,66	V	Нордмаркит-пуласкитовая
9	46	7	7	40	445	0,02	0,35	V/VI	Тронтгиемитовая
10	16,5	28	55	0,5	76	0,33	0,56	VII	—

1. Саксонит. 2. Змеевик. 3. Пироксенит. 4. Габбро-диабаз. 5. Кварцево-роговообманковый диорит. 6. Микродиорит. 7. Роговообманковый диорит-порфирит. 8. Олигоклаз-альбитит. 9. Аплит. 10. Пироксен-гранатовая порода.

но южнее снова змеевики приобретают господствующее, а потом и исключительное положение. Они слагают ряд больших массивов у Верх-Нейвинска и отсюда, резко суживаясь, проходят узкой полосой, вступая в зону большой северо-западной дислокации, к Дегтярке, Полевскому заводу и южнее. Они снова расширяются в большой массив у Уфалея и отсюда следуют на юг в Кыштым, к горе Сугомак. Эта грандиозная полоса интрузивных пород замыкает синклиналь зеленокаменной полосы с востока. Если на западе габбро-перидотитовые массивы вторглись в место разрыва между нею и свитою М, то здесь их положение аналогичное. На севере, где они не нарушены

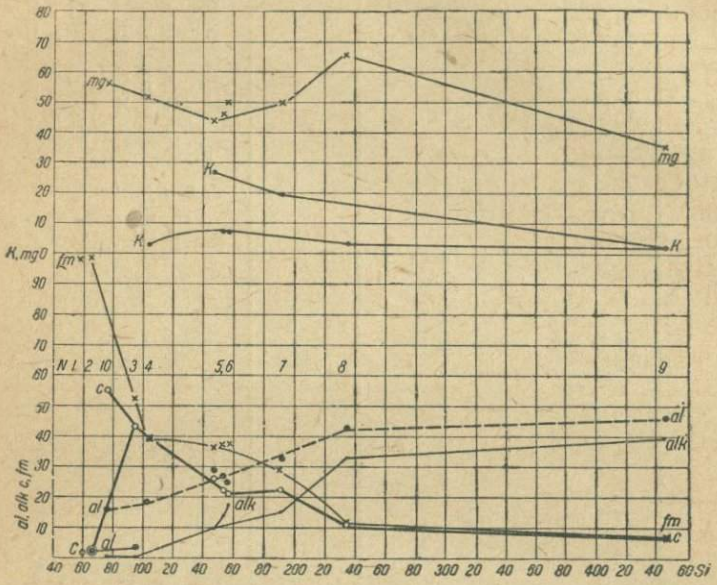


Рис. 106. Вариационная диаграмма горных пород Красноуральского месторождения асбеста. *1—10*—анализы, соответствующие номерам таблицы.

(в Красноуральском и Салдинском районах), они также находятся между зеленокаменной полосой и кристаллическими сланцами.

Петрографический характер перидотитов соответствует обычно саксонитам с отдельными фациями дунитов. Наиболее детальное описание этих пород дано Б. Я. Меренковым и В. В. Аршиновым. Согласно их данным, район Красноуральского асбестового рудника сложен интрузией саксонитов с отдельными шлирами дунитов, подвергшихся серпентинизации, и пироксенитов. Эти породы прорваны более поздними габбровыми и диоритовыми массами и дайками и более мелкими породами жильной формации, представленными диоритами, диорит-порфиритами, микродиоритами, аплитами, альбититами и гранат-пироксеновыми породами. Интересно отметить наблюдаемый переход жильных диоритовых пород в гранат-пироксеновые, совершившийся в периферических частях даек или отдельными участками по простиранию, или по падению.

Для района Красноуральского асбестового рудника (рис. 91) имеется ряд анализов слагающих его пород (табл. 116, на стр. 405).

Все анализированные породы представляют одну дифференциационную семью, но имеется большой разрыв между перидотитами и другими породами, точно так же, как и скачек в жильной гранитной серии (рис. 106). Для величины «*k*» наблюдается две категории. На всех кривых анализ пироксен-гранатовой породы становится в ряд полевошпатовых пород. Происхождение этих пород авторы связывают с автометаморфизмом под влиянием остаточных пневматолитических или гидротермальных растворов, освобождающихся и циркулирующих в дайках жильных пород при их застывании.

В районе Тагила и на север около 20 *км* змеевикованные перидотиты сопровождаются с запада дайкой габбро-диорита. Последний интересен тем, что роговая обманка в нем обладает коричневой окраской. Плагиоклаз колеблется в составе около андезина. Эта интрузия тянется на много километров между зеленокаменной полосой и змеевиками. Аналогичны мелкозернистые (1—2 *мм*) габбро и диориты, развитые и в районе Калаты. У Верх-Нейвинска ясно видны контактовые взаимодействия с перидотитами в виде ореола пироксенитов, сохранившихся от серпентинизации. В районе Калаты, на горе Бунаре, развиты кварцевые диориты. Их анализ, по материалам Л. М. Афанасьева, здесь приводим:

Таблица 117

Химический состав кварцевого диорита горы Бунары

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	66,86	0,10	15,43	3,07	2,98	0,06	1,58	4,52	3,74	0,51	1,58	100,43

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	36,2	28,8	19,4	15,6	26,0	0,24	0,08	0,33	0,70	V	Кварц-диоритовая

Аналогичный кварцево-диоритовый и плагиогранитовый массив имеется и в верховьях Чусовой в Каслинской даче. Он вступил здесь в контакт с зеленокаменной серией на востоке и с перидотитовым массивом Уфалея на западе. Контакты его характеризуются развитием роговиков и габбро-пироксенитовой оторочки на южном контакте с перидотитами. В последнем районе между перидотитами, плагиогранитами и кварц-диоритами имеется зона смешения. В пироксенитовой зоне имеется множество прожилков гранита, то с резкими контурами, то с расплывающимися вследствие ресорбции бокового материала кислой магмой. Прожилки получают крайне непостоянный, шлировый характер от мелкозернистого габбро до гранита на небольшом протяжении. Пироксениты подвергаются уралитизации. Очень

часто наблюдается дезагрегация их зерен прожилками и переход в смешанную породу, которую нельзя иначе по составу назвать, как соссюритизированное и уралитизированное габбро. Местами развиваются пироксен-гранатовые роговики. С удалением от контактов эта реакционная зона сменяется серпентинизированными перидотитами.

Аналогичные явления, но в меньшем масштабе, наблюдаются у Полевского завода, где пироксениты прорезаны дайкой аплита, переходящего местами в березит. Местами стенки дайки резки, местами же произошла реакция между ними и пироксенитами, причем реагирующая масса аплита, проплавив в каком-либо месте стенку трещины, продолжала реакцию в глубь пироксенита, дезагрегируя его зерна и превращаясь в смешанную породу состава соссюритового габбро или даже диорита. Вероятно, только поврежденные места стенок подверглись воздействию аплита, вследствие чего мы находим места с резкими границами рядом с полной смесью обеих пород и большими втеками в окружающую среду пироксенита. Явления, наблюдавшиеся в крупном масштабе, здесь развиты в миниатюре, но очень наглядно.

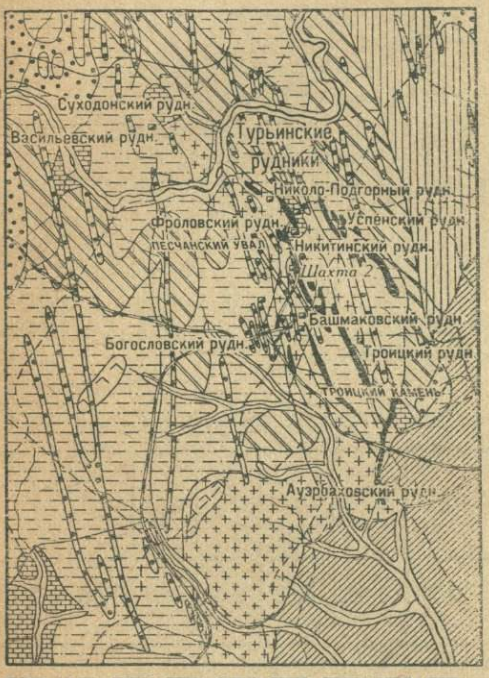


Рис. 107. Геологическая карта района Турьинских рудников (по Федорову, Никитину и Стратановичу).

1—гранит; *2*—габбро; *3*—андезинофиры; *4*—диабазы; *5*—авгито-гранатовые породы; *6*—вулканические туфы; *7*—известняки; *8*—девонские сланцы и песчаники; *9*—третичные отложения.

Малые интрузии в зеленокаменной полосе

Большой интерес представляют малые интрузии среди зеленокаменной полосы. Здесь известны плагиогранитные и кварцево-диоритовые массивы, мелкие интрузии диоритов, диабазов и сиенитов, а также сиенит-порфиров. Как видно из перечня, состав их тот же, что и описанных интрузивных пород. Наиболее интересны интрузивные породы Богословского округа (рис. 107). Здесь расположено несколько небольших массивов кварцевых диоритов, изученных Е. С. Федоровым. Интерес их стоит в связи с большими контактовыми месторождениями железных и медных руд, связанных с этими массивами. В последнее время они изучались частично Волосюком. Мы не будем детально останавливаться на описании пород этих массивов. Вариации их незначительны. Они рассечены жильной серией диорит-порфиритов, названных Е. С. Федоровым секущими, а Волосюком — одинитами.

Таблица 118

Химический состав горных пород Богословского округа

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	S	Сумма
1	49,83	0,53	18,70	5,67	5,73	—	4,33	9,40	2,68	0,82	1,75	0,30	—	—	—	99,72
2	60,00	0,09	17,29	2,49	2,97	0,18	2,23	4,70	6,92	0,12	1,49	0,80	0,12	1,51	Следы	100,90
3	62,82	Следы	18,70	2,12	0,80	—	2,02	4,68	7,22	0,12	0,51		0,20	0,60	0,22	99,51
4	59,30	—	18,06	2,23	1,33	0,22	1,00	11,10	3,05	—	0,72	0,16	—	2,40	0,17	99,74

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	27,70	39,10	25,39	7,81	125,5	1,00	0,16	0,42	0,65	IV	Габбро-диоритовая
2	27,21	32,33	13,02	27,44	184,2	2,33	0,01	0,42	0,40	III	Кварцево-натрово-сиенитовая
3	38,76	18,66	17,67	24,91	221,4	0,00	0,01	0,58	0,95	V	Кварц-диоритовая
4	38,81	16,42	34,09	10,68	216,6	—	0,00	0,34	2,08	VII	Андезинитово-анортозитовая

1. Диорит. Близ Песчанского рудника (Волосюк). 2. Кварцевый сиенито-диорит. Фроловский рудник (Стратанович). 3. Кварц-диорит. 4. Кварцевый диорит. Там же.

Кварцевые диориты являются типичными породами с характером, описанным выше. Они переходят местами в диориты и сиениты. Мы видим явление, аналогичное описанному выше. В литературе имеется ряд анализов этих пород (табл. 118, см. 409 стр.).

Из этих анализов следует, что гидратация пород уменьшается с кислотностью. Породы относятся к плагиоклазовому ряду, к известково-натровым породам, бедным калием.

Жильная серия также иллюстрирована анализами.

Таблица 119

Химический состав жильных горных пород Богословского округа

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	P_2O_5	Сумма
1	52,99	0,70	19,01	2,21	4,44	0,18	3,98	10,91	2,81	1,50	1,16	0,15	—	—	100,04
2	46,12	—	17,91	3,67	3,85	0,43	8,88	9,56	3,33	0,37	0,24	—	2,86	0,32	97,53
3	53,54	0,79	19,81	2,07	4,01	0,17	3,26	10,86	2,87	1,44	1,14	0,10	—	—	100,06

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	29,41	30,18	30,74	9,67	139,3	1,39	0,26	0,52	1,02	V/VI	Оссипитовая
2	26,09	49,32	16,03	8,56	114,1	—	0,07	0,67	0,33	III	Габбровая
3	31,56	26,91	31,52	10,01	145,0	1,62	0,25	0,50	1,17	VI	Оссипитовая

1. Контактный порфирит (одинит — по Волосюку). 2. Контактный порфирит. 3. Секущий порфирит (анализ Е. П. Ильницкого, по Волосюку).

Из таблицы видно, что состав 1 и 3 одинаков, что контактно-метаморфизующиеся и секущие порфириты являются дериватами одного состава, принадлежа к ряду лампрофиров. На диаграмме (рис. 120, стр. 460) расположены точки всех имеющихся анализов пород Богословского округа.

Сиениты. В районе Красноуральска, по данным Л. М. Афанасьева (рис. 79), находится серия небольших интрузивных залежей типа куполов или лакколитов, размерами не более 2 $км^2$. Они сложены сиенитами, имеющими монцонитовый характер и тождественными с монцонитами Кушвинско-Тагильского массива. Они связаны переходами с такими же залежами диабазов и сиенит-порфиров. Диабазы аналогичны габбро-сиенитовой фации Кушвинско-Тагильского района и содержат ортоклаз, кристаллизующийся последним и замещающий метасоматически плагиоклаз. Полное сходство этих мелких интрузий с массивом Кушвинско-Тагильского района позволяет считать их интрузиями одного возраста и одного питающего очага. Все эти породы, образуя купола, окружены разлившимися из того же очага лавами и туфами, что особенно наглядно наблюдалось

Е. А. Кузнецовым в Тагильском районе около куполов сиенит-порфиров.

Химические анализы этих пород даны в табл. 120.

Таблица 120

Химический состав сиенит-порфиров и сиенитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	57,76	0,77	18,13	2,79	3,75	0,39	1,57	3,16	2,66	6,39	1,73	0,41	0,07	99,65
2	59,36	0,59	19,94	0,77	2,17	0,44	1,17	2,06	4,52	6,68	1,52	0,16	0,43	99,81
3	47,08	—	16,93	6,01	6,87	—	5,34	9,20	3,12	1,43	3,50	—	—	99,48

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	43,19	16,73	8,13	31,95	217,5	1,63	0,49	0,39	0,49	IV	Между лейко-сиенитовой и норд-маркитовой
2	23,72	43,45	23,48	9,35	112,1	—	0,23	0,44	0,54	IV	Габбровая

1. Сиенит у дер. Токовой. 2. Сиенит-порфир. Гора Лисья у Тагила, анализ Ю. Нестеровой. 3. Диабаз. Гора Актай.

К числу мелких интрузий относятся гранит-порфировые дайки, развитые в зеленокаменной полосе, в зонах ее смятия. В руднике имени Третьего Интернационала, в 7 *км* к северу от Тагила, при разведках шурфами были встречены массивные, белые, зернистые, то аплитовидные, то порфировые породы, прорезанные прожилками кварца. Они залегают мелкими жилами среди зеленых альбитофиров и порфиритов и представляют отпрыски глубоко лежащего гранитного очага. Они подвергаются местами сильному метаморфизму, до состояния белых кварцево-серицитовых сланцев. При исследовании под микроскопом в них констатируются альбит и кварц, в аплитовых или микропегматитовых отношениях. Иногда наблюдаются вкрапленники альбита. Из других минералов отмечается примесь зернышек эпидота.

Подобные альбитовые гранит-порфировые дайки имеются и в Калатинском районе. Они известны автору и из Каслинской, и из Кыштымской дачи, где они всегда связаны с зонами серицитизации, и если и сохраняют свой внешний вид, то только изредка и в центре их узких выходов. У нас нет химических анализов этих пород и мы не можем сказать, относятся ли они к жильной серии плагиогранитов или являются автометаморфизованными, потерявшими калий отпрысками калийных гранитов. Их наличие на севере, вдали от массивов последних, свидетельствует в пользу первого предположения, хотя они по составу и резко разнятся от плагиогранитов.

В Салдинском районе змеевики, происшедшие из пироксенитов и перидотитов, образуют ряд больших интрузивных залежей в кристаллических сланцах и вместе с ними сложены в антиклинальную складку. В ядре последней сохранились пироксениты. Периферическая интрузия особенно пострадала от метаморфизма. Здесь развиты местами (р. Тагил) досчатые змеевиковые сланцы; змеевики подверглись окварцеванию, причем в этом процессе играли роль исключительно гидротермальные агенты, отложившие в кремнистых породах местами апатит и пирит.

Здесь развиты также лиственниты и тальково-карбонатные и хлоритовые породы.

В Алапаевском и Каменском районах перидотиты образуют большие интрузии. Они также серпентинизированы, но содержат остатки оливина и моноклинного пироксена.

Местами к ним присоединяется и габбро. В последних плагиоклаз обычно соссюритизирован, а пироксены (диаллаг) подвергаются замещению уралитом или серпентином. Оливин сохраняется редко. У дер. Ключи в Алапаевском районе в перидотитах имеется месторождение хромита.

Мелкие массивы габбро и диоритов, а также плагиогранитов у Алапаевска встречаются часто.

Змеевики и габбро являются обычными и в южных частях Среднего Урала. Они известны в Кыштыме, у Челябинска и в других местах.

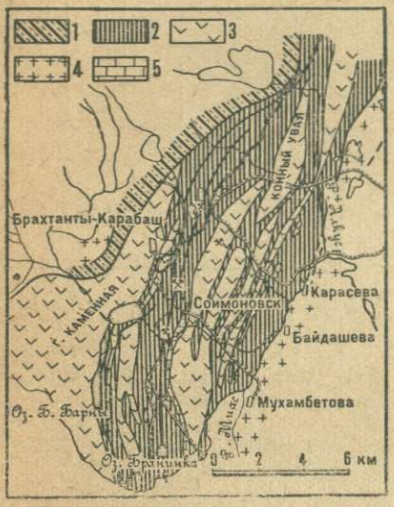


Рис. 108. Геологическая карта Соймоновской долины.

1—кварциты свиты М; *2*—зеленокаменная серия; *3*—габбро и змеевики; *4*—граниты; *5*—известняки.

Интерес представляют породы Соймоновской долины, описанные Е. А. Кузнецовым (рис. 108). Здесь развитиы змеевики с пироксенитами и габбро. Имеются три змеевиковых пояса, из которых восточный пояс горы Карабаш состоит из нескольких полос змеевиков, залегающих в зеленокаменных породах. Второй пояс находится среди долины. На нем стоит завод. Он продолжается к югу на гору Богородскую. Третий пояс — гора Каменная — Таловские горы, расположен между свитой М и зеленокаменной полосой. На юге долины Миаса, у Тургояка, зеленокаменные породы заходят и на западную сторону массива.

Гора Карабаш интересна развитием на ней в змеевиках многочисленных жил и включений пироксен-гранатовых пород. На вершине горы находятся жилы диопсид-хлорит-гранатовой породы длиной до 2 *км*, с которыми связано месторождение медистого золота. Это — массивная, обычно мелкозернистая порода, состоящая из бе-

лого диопсида и коричневого граната. Диопсид подвергается замещению хлоритом и гранатом. Вместе с ним встречается много титанита и апатита. Плотная порода прорезана прожилками диопсида, иногда с гранатом. В пустотах эти минералы вместе с хлоритом кристаллизуются в самостоятельных кристаллических друзах и щетках, причем хлорит является более поздним из них. Золото приурочено преимущественно к диопсидовым прожилкам, секущим породу. Оно выпадает в них последним. Иногда присутствует немного халькозина.

Дайка этой породы вторглась в рваную трещину, а отдельные глыбы змеевика часто вдаются и даже почти пережимают ее и подвергаются местами метасоматозу. Наиболее распространенный продукт контактового воздействия — хлоритовая оторочка, достигающая мощности в несколько дециметров. Многочисленные апофизы проникают местами в боковые породы по трещинам между глыбами змеевика, причем по тонким трещинкам остаются хлоритовые следы. Некоторые из этих отпрысков состоят из диопсида.

Исследование породы показывает, что она кристаллизовалась в трещине из раствора, инъекцированного как магматическая масса, единовременно. Содержание в нем воды обусловило хлоритизацию и гранатизацию диопсида. В то же время из водных растворов в дайке кристаллизовались: диопсид, гранат и хлорит без явлений метасоматоза диопсида. Процесс рисуется в следующем виде: порода должна была закристаллизоваться в виде белого диопсидита. Когда большая ее часть, почти вся она, была готова, оставшиеся растворы в трещинах стали кристаллизовать крупные неделимые белого диопсида. В следующий момент температура устойчивости диопсида была перейдена, и внутри породы растворы произвели хлоритизацию и гранатизацию диопсида, тогда как в трещинах свободно кристаллизовались гранат и хлорит. Последним в ряду был кальцит.

На продолжении дайки, вероятно, в связи с нею, присутствуют жилы хлорит-карбонатовых пород. Золотоносная дайка отличается от аналогичных диопсид-хлорит-гранатовых пород, не имеющих золота, белым цветом диопсида; в других породах диопсид зеленый.

Приводим анализы золотоносной породы, впервые произведенные в лаборатории Геологического комитета.

Таблица 121

Химический состав золотоносной жильной породы с горы Карабаш

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма
1	37,72	0,68	10,97	3,41	4,02	—	23,02	11,29	0,12	0,16	0,19	6,56	0,32	1,09	99 55
2	41,78	—	8,32	5,32	3,95	0,45	16,60	20,27	0,20		—	3,88		—	100,77

В истории породы большую роль сыграли вода, окись титана и фосфорная кислота. Летучие компоненты проявились при автометаморфизме дайки и были свойственны ей и до кристаллизации. Это была, повидимому, не нормальная магма, а насыщенный пневматолитическими агентами раствор, по температуре близкий пегматитам.

Вместе с водой в фазу хлоритизации диопсида связывался и глинозем. Если отбросить эти агенты, чуждые первоначальной фазе кристаллизации, то остаток породы № 1 рассчитывается хорошо на минералы: диаллага 60,47% и оливина 39,53%, а состав диаллага получается близким диаллагу пироксенитов близко лежащих Сугурских гор.

Таблица 122

Химический состав пироксенов из анализов

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
1	52,64	4,83	—	2,84	16,53	22,92	0,24	100,00
2	52,62	4,30	0,37	2,77	16,17	24,00	0,24	100,47

1. Пироксен, вычисленный из анализа. 2. Пироксен пироксенитов.

Из этого мы можем заключить, что в основе материал дайки Карабаша был перидотитовый, но к этому материалу было прибавлено много воды, окиси титана, фосфора и глинозема — элементов пневматолитического характера.

Необходимо, однако, отметить, что в дайке имеются участки включений боковой породы, подвергшиеся метасоматозу. Анализ № 2 не может дать той же картины. Обилие CaO свидетельствует об участии переработанных известняков. И, действительно, отдельные участки дайки представляют типичные скарновые образования, состоящие из кальцитовой основы с пойкилитовыми включениями диопсида и граната, а на простирании Карабаша, в Сугурских горах, существуют

Химический состав изверже-

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO
1	51,14	Следы	3,29	0,35	0,31	2,36	0,33	0,03
2	48,18	0,55	13,13	0,27	1,69	6,92	0,44	0,01

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*
1	3,7	58,0	38,0	0,3	90	—
2	16,9	52,8	24,1	6,2	103,6	0,90

1. Пироксенит. 2. Габброид (метаморфизованное габбро).

в змеевиках включения известняков с такими же скарнами на контактах. Природа пневматолитических агентов не устанавливается. Вероятно, это — гранитовые растворы из расположенного в глубине очага, напитавшиеся на своем пути материалом перидотитов и известняков.

В Сугурских горах, южнее, разыгрывались так же интенсивные процессы метаморфизма. Шло энергичное образование лиственитов, тальково-карбонатных, хлоритовых и хлорит-эпидотовых пород. Эти процессы исследованы Е. А. Кузнецовым. Для этого района имеются анализы (табл. 123).

Габбро района подверглось метаморфизации. Пироксен уралитизирован, а плагиоклаз превращен в альбит с включениями зерен эпидота и кристалликов апатита. Содержание воды обусловлено хлоритизацией, а наличие CO_2 свидетельствует о карбонатизации породы.

Таловские горы. Таловские горы и северное их продолжение — гора Каменная в Соймоновской долине сложены основными породами (рис. 90, стр. 371). Главную роль среди них играют змеевики, происшедшие из перидотитов. Большое значение имеют пироксениты, габбро и диориты. У села Карабаша они переходят в кварцевые разности (рис. 108, стр. 412). Массив напоминает по составу и строению северные большие массивы, отличаясь от них небольшими размерами. Западный контакт массива на севере, по Е. А. Кузнецову, смят, змеевики превращены в змеевиковые сланцы. Все породы аналогичны обычным, описанным ранее. Встречены следующие разности пород: дуниты, перидотиты в качестве шлир в осевой части гор, пироксениты, диаллагиты, оливиновые пироксениты, рогово-обманковые пироксениты, горнблендиты, диопсид-оливиновые бронзититы, вебстериты, габбро и габбро-диориты, а также ряд жильных пород, из которых Б. Я. Меренковым указываются микрогаббро

Таблица 123

ных пород Сугурских гор

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	P_2O_5	*S*	Сумма
20,22	20,11	0,17	0,03	2,11	0,21	0,00	0,01	0,06	100,73
11,50	10,42	1,81	1,79	2,41	0,12	1,07	0,06	0,06	100,39

k	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
0,10	0,93	0,66	IV	Пироксенитовая
0,65	0,70	0,45	IV	Нормально-габброидная

Таблица 124

Химический состав горных пород Таловских гор

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	P_2O_5	Сумма
1	36,89	0,00	0,44	3,87	0,36	5,63	0,16	0,19	43,70	0,00	0,32	0,00	7,73	0,39	0,48	0,00	100,16
2	37,36	Следы	0,35	1,81	0,43	4,55	0,08	0,36	41,17	0,00	0,06	0,05	8,95	0,28	0,00	0,00	100,45
3	50,02	0,67	15,88	2,02	0,03	8,58	0,20	—	7,46	11,07	2,49	0,43	0,88	0,10	0,00	0,22	100,05
4	51,92	0,19	27,17	0,45	Следы	1,82	0,04	—	1,14	11,67	4,80	0,44	0,54	0,12	—	0,12	100,32
5	51,74	0,47	16,13	0,83	0,05	7,08	0,14	—	6,88	11,41	2,70	0,33	2,36	0,09	—	0,01	100,22
6	76,45	0,04	12,86	0,07	—	0,39	Следы	—	1,25	3,07	4,96	0,39	0,38	0,14	0,04	0,23	100,27

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	0,55	99,03	0,00	0,42	49,84	0,00	0,89	0,00	I	Ортавгит-перидотитовая
2	0,50	99,39	0,00	0,12	50,0	0,33	0,93	0,00		
3	21,29	45,54	27,04	6,14	113,6	0,10	0,56	0,59	IV	Нормально-габбровая
4	43,16	9,71	33,79	13,33	139,8	0,06	0,47	3,48	VIII	Лабрадор-фельзитовая
5	22,88	40,82	29,49	6,82	124,4	0,08	0,61	0,72	V	Габбро-диоритовая
6	41,7	12,3	18,1	27,9	420,1	0,05	0,83	1,47	VI	Иоземитовая-гранодиоритовая

1. Дунит, Жуковская гора. 2. Бронзитит, почти нацело серпентинизированный. Месторождение асбеста „Изолятор". 3. Габбро. 4. Анортозит. 5. Микрогаббро. Асбестовый рудник. 6. Плагиаплит.

Таблица 125

Химический состав габбро-диабазов и габбро западного склона Урала

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	Сумма
1	45,56	—	14,67	4,61	10,95	7,31	12,08	2,58	0,56	—	3,90	102,22
2	51,83	—	8,13	5,58	6,91	8,86	12,52	3,63	0,71	2,82	—	101,01
3	52,75	—	12,12	1,36	7,39	11,25	10,13	3,56	0,29	2,26	—	101,11
4	49,40	1,08	17,00	3,05	9,25	5,04	11,20	2,05	0,51	2,20	—	100,78
5	49,76	1,70	14,60	1,89	11,44	5,43	11,04	2,38	0,51	1,77	—	100,52
6	51,02	1,38	13,62	2,67	9,86	6,01	11,42	2,16	0,53	2,48	—	101,15
7	50,52	0,66	14,84	1,02	9,20	7,80	11,92	2,20	0,47	1,60	—	100,23

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	17,98	49,09	26,98	5,95	94,9	—	0,13	0,47	0,55	IV	Нормально-габбровая
2	10,57	51,16	29,53	8,74	114,1	—	0,11	0,57	0,57	IV	»
3	15,61	52,67	23,77	7,95	115,5	—	0,05	0,70	0,45	IV	»
4	23,88	41,94	28,66	5,52	118,0	1,93	0,14	0,42	0,68	V	»
5	20,38	45,32	28,06	6,24	118,1	3,03	0,12	0,43	0,62	IV	»
6	19,61	44,47	29,97	5,95	124,9	2,52	0,11	0,49	0,67	IV/V	Габбро-диоритовая
7	19,81	45,69	28,99	5,51	114,7	1,13	0,12	0,58	0,63	IV	Нормально-габбровая

1. Диабаз Кваркуш. 2. Сосновка. 3. То же. 4. Кваркуш. 5. Гора Пелья. 6. Ущелье Пелья. 7. Вершина Кваркуш.

и микродиориты, диорит-аплиты и плагиаплиты. На контактах змеевиков и порфиритов расположены небольшие интрузии диоритов. Они прорезаны дайками пироксеновых и мусковитовых гранит-порфиров, из которых первые проходят по контактам змеевиков и диоритов. Характерно, что пироксен в них представлен эгирин-авгитом.

Кроме того, встречаются везувиан-гранатовые, хлорит-гранатовые, эпидот-гранатовые и другие породы. Развитие серпентина, талька и хлорита связано с жилами диорита.

Б. Я. Меренков приводит ряд анализов горных пород Таловских гор, исполненных в лаборатории Института прикладной минералогии (табл. 124 на стр. 416).

Габбро-диабазы западного склона Урала

На западном склоне Урала, в древнем палеозое, наблюдается большое количество габбро-диабазовых даек. В некоторых случаях к ним присоединяются дайки перидотитов. Время интрузии этих пород еще не установлено. Известно, что они встречаются в отложениях, относимых ко времени от кембрия до верхнего силура, а может быть и ниже его девона включительно. На миллионной карте Урала можно видеть их большое количество. Е. А. Кузнецов во время пересечения Урала по Горнозаводской дороге установил, что их интрузии связаны с возникновением складок, расщеплением слоев наподобие листов согнутой и закрученной книги. Эти полости замкнуты вверху и внизу.



Рис. 109. Геологическая карта Троицкого гранитного массива.

1—гранит-порфир; *2*—диабазы; *3*—глинистые сланцы; *4*—кварциты; *5*—рудоносные роговики.

В состав этих пород входят соссюритизированный плагиоклаз и обычно уралитизированный пироксен, второстепенные — ильменит и апатит. Структура офитовая. Иногда наблюдается рассланцованность пород. В некоторых случаях констатирована примесь пирита и других сульфидов. В перидотитовых дайках, подвергшихся серпентинизации, наблюдается хромит. Автору известны только единичные залежи змеевиков. Из них главнейшие — Сарановское и Тисовское близ ст. Бисер и Бисерского завода по Горнозаводской линии ж. д. В первом расположено большое месторождение хромита.

Л. Дюпарк изучал подобные дайки на границе между Северным и Средним Уралом. Им дан ряд их анализов (табл. 125 на стр. 417).

Как видно из анализов, вариации в составе этих пород незначительны.

Гранитные интрузии западного склона Урала

Наибольший интерес представляет небольшой массив гранита и гранит-порфира окрестностей Троицкого железного рудника на Косьве (рис. 109). Здесь развиты мелкозернистые, аплитовидные граниты, переходящие в гранит-порфиры, состоящие из альбита и микро-

пертита, изредка с примесью биотита, вторичным мусковитом, серицитом и каолином. Контактовые роговики, происшедшие из зеленых и фиолетовых глинистых филлитов, свидетельствуют о возникновении массива после их образования. Однако, в конгломератах, относимых теперь к нижнему силуру, Л. Дюпарк констатировал гальки этих гранитов. Следовательно, их интрузия была до нижнего силура, но после отложения филлитовой толщи, относящейся, как мы видели, вероятно, к кембрию.

Гипабиссальный характер интрузии ясен. Его состав характеризуется следующими химическими анализами.

Таблица 126

Химический состав гранитов Троицкого месторождения, на Косьве

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	65,08	16,52	4,36	0,53	2,78	4,40	5,55	2,00	101,22
2	80,07	10,03	1,98	0,61	0,86	1,28	5,81	0,55	101,19

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	39,61	16,38	12,21	31,80	265,3	0,45	0,21	0,75	V	Граносиенитовая
2	41,88	16,67	6,41	35,04	566,7	0,74	0,40	0,40	III	Рапакивитовая

1. Среднее из 5 гранитов. 2. Аплит.

Интрузивные породы гранито-гнейсовых площадей и гранитных массивов

Салдинский район (рис. 88, стр. 369). В районе восточнее зеленокаменной полосы на севере Среднего Урала к ней примыкает большая гранито-гнейсовая область, сложенная, как мы видели, кристаллическими сланцами. Между нею и зеленокаменными породами в зону контакта неоднородных пород интрудировали перидотиты и габбро с жильной серией диоритовых пород и альбититов. За ними следовали интрузии, расположенные восточнее и представленные разнообразными породами. Здесь мы находим габбро, содержащие ксенолиты пироксенитов и инъекции габбро-пегматитов. Частично они превращены в габбро-амфиболиты. Далее, большую роль играют диориты, кварцевые диориты и граниты. Серия их была исследована А. А. Краснопольским, а в последнее время Е. А. Кузнецовым.

Непосредственно к западу от села Прянишникова развиты большие участки габбро и габбро-амфиболитов и тесно связанных с ними диорит-амфиболитов. Первые отличаются от последних только по большому количеству темноцветных и большей зернистостью. В восточной части их господствуют диоритовые амфи-

болиты. Это — среднезернистые, частью полосатые породы, состоящие из белого или серого полевого шпата и темнозеленой роговой обманки. Местами полевые шпаты образуют прожилки до 1 *см*, идущие то параллельно слоистости, то пересекающие ее под углом. Обычно полевой шпат и роговая обманка развиты в одинаковом количестве.

Оба типа пород отличаются только по составу плагиоклаза и по количеству амфибола. Кроме них, встречаются: кварц, гранат, магнетит и апатит, а также вторичные: эпидот, серицит, карбонат и хлорит. В некоторых габброидных разностях встречены диопсид и гиперстен, а в других отмечено присутствие скаполита. Плагиоклазы представлены или лабрадором или андезином, до олигоклаза. Они обладают зональностью с основным ядром и кислой оболочкой. Часто они являются идиоморфными к роговой обманке.

Роговая обманка образует неправильные зерна или скопляется в полоски из удлиненных зерен, причем с ними связаны остальные минералы. Редко встречающиеся крупные кристаллы граната разбиты трещинами, выполненными другими минералами.

Структура этих пород гранобластическая. В описанных породах встречаются ксенолиты, представленные пироксенитами и горнблендитами.

Ксенолиты пироксенитов встречаются в виде небольших тел от нескольких метров до десятков метров мощности. Они метаморфизованы и инъекцированы жильной свитой габбро. Это — черные, среднезернистые породы, состоящие из диопсида и гиперстена и образовавшейся за их счет роговой обманки, зеленой или коричневой, то плотной, то волокнистой, типа уралита. В небольшом количестве развиты магнезит, иногда плагиоклаз или скаполит.

Горнблендиты встречаются в виде ксенолитов в тесной связи с пироксенитами и образуются путем перехода пироксена в темнозеленую роговую обманку (метасоматоз). Они рассечены прожилками микродиорита, диорит-амфиболита и кварца.

Вся свита диорит- и габбро-амфиболитов рассечена бесчисленным множеством жильных пород. Диоритовые и габбровые пегматиты среди жильных пород главенствуют. Крупнокристаллические и гигантово-плазматические породы состоят из плагиоклаза и роговой обманки. Величина неделимых равна 1—2 *см*, они кажутся идиоморфными и вытянутыми в направлении прожилка. Обычно роговая обманка концентрируется к центру жилы или прожилка и в мелких из них мы находим прекрасно отдифференцированные части. Внешняя, резко отделенная симметричная каемка белого плагиоклаза включает осевую черную часть прожилка, состоящую из роговой обманки. Это является ярким показателем ее более позднего времени кристаллизации. Мы встречаем этот последний дифференциат образующим самостоятельные прожилки, шириною иногда только в 0,5 *см*. Плагиоклаз этих пород представлен андезином. Крупные зерна его состоят из зернистых агрегатов и переполнены иногда вторичными мусковитом, эпидотом и кальцитом.

Пироксениты в виде жил редки и тесно связаны с рогово-обманковыми прожилками, представляя их первоначальные формы образования.

Роговообманковые прожилки содержат: апатит, эпидот и андезин, причем плагиоклаз встречается в центре.

Диорит-аплиты также редки, мелкозернисты, массивны и образуют прожилки не более 20 *см*. Они состоят из андезина, биотита, эпидота и магнетита с панидиоморфной структурой. Они относятся к типу керсантитов.

Последовательность образования пород жильной серии. Раньше всех образовались габбро- и диорит-пегматиты в виде мощных жил, обычно от 5 до 50 *см*, иногда слагающих целые скалы. Они пересекаются прожилками редких биотитовых пегматитов и диорит-аплитов, а также роговообманковыми прожилками. Диорит-аплиты иногда пересекаются более молодыми роговообманковыми пегматитами.

Диорито-гнейсы слагают область восточнее села Прянишникова. Они постоянны в своих свойствах и представлены светло-серыми, гнейсовидными породами. Главными составными частями их являются полевые шпаты (олигоклаз) и кварц, меньшую роль играет роговая обманка и биотит. Кроме того, в них присутствуют: апатит, магнетит, титанит, гранат, мусковит, эпидот и хлорит. Структура их носит гранобластический характер.

На р. Широкой встречен сиенито-гнейс, состоящий из микроклин-микропертита, олигоклаза, биотита, кварца, магнетита и граната с грано- и порфиробластической структурами.

Эти породы представляют результат перекристаллизации соответственных глубинных разностей.

Граниты и кварцевые диориты образуют большой массив у Хутора и дер. Северной. Он продолжается как к северу, так и к югу. В него входят преимущественно лейкократовые разности изменчивого состава. Они содержат плагиоклаз (№ 11—20), микроклин, кварц, биотит, мусковит, эпидот, циркон, апатит, магнетит и пирит.

Плагиоклаз встречается в более или менее постоянном количестве, микроклин в количестве от долей % до 20%. Кварц достигает до 340% породы. В этих случаях его крупные зерна образуют несколько нарушенные дигексаэдрические кристаллы. Биотит характерен для массива и достигает 1—2% состава породы. Мусковит развит в подчиненном значении и встречается как вторичным по плагиоклазу, так и в самостоятельных выделениях. Эпидот является характерной, хотя и ничтожной, примесью. Он встречается в виде идиоморфных кристалликов и зерен. Первые не превышают 0,1 *мм* и включены во всех минералах. Вторые выделились в промежутках между другими минералами, ассоциируясь с биотитом. Выделения носят магматический характер. Изредка встречается ортит. Циркон редок и образует тончайшие кристаллики, включенные во всех минералах. Апатит образует кристаллики и зерна последней генерации. Пирит и магнетит редки.

Структура пород паналлотриоморфная, иногда склонная к гипидиоморфной, иногда же к порфировой с выделениями резорбированного кварца.

Химизм этой серии пород может быть представлен анализами (табл. 127, стр. 420).

Большая часть пород р. Тагила относится, по Ниггли, к диоритовым магмам. Эти соотношения нанесены на диаграмму (рис. 110, стр. 423).

Таблица 127

Химический состав горных пород Салдинского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Cl	Сумма
1	49,37	—	3,65	2,28	4,66	—	18,39	18,26	0,27	0,15	2,40	0,25	—	—	99,68
2	52,44	—	16,90	2,72	5,45	—	4,36	16,08	1,18	0,07	0,96	0,21	—	—	100,37
3	51,28	—	19,11	2,67	5,40	—	6,17	10,03	2,60	0,21	2,40	0,18	—	—	100,05
4	50,51	—	16,03	1,90	6,95	—	8,57	9,55	3,28	1,07	2,27	0,16	—	—	100,29
5	54,28	0,69	16,27	1,91	6,22	0,07	4,46	7,69	6,03	0,12	1,90	0,02	0,24	0,02	99,92
6	53,18	0,59	21,01	2,17	4,59	0,05	4,76	7,88	4,80	0,80	0,30	0,10	0,29	0,00	100,52
7	59,91	0,59	19,13	1,81	3,41	0,05	3,31	5,63	4,18	1,84	0,00	0,13	0,26	0,00	100,25
8	66,34	0,07	17,41	0,00	7,43	0,01	0,60	3,30	3,68	1,01	0,52	0,04	0,13	0,07	100,51
9	72,44	0,05	16,32	1,62	0,14	Следы	0,75	2,84	5,01	0,63	0,50	0,10	0,03	0,17	100,60

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	3,9	60,0	35,3	0,8	89,4	—	0,12	0,83	0,59	IV	Пироксенитовая
2	24,0	31,5	41,6	2,9	126,6	—	0,05	0,50	1,32	VI	Габбро-диоритовая
3	27,8	39,0	26,7	6,5	127,0	—	0,05	0,59	0,69	V	Оссипит-габбровая
4	21,7	46,0	23,4	8,9	116,0	—	0,19	0,64	0,51	IV	Нормально-габбровая
5	25,94	36,24	22,05	15,77	147,2	1,39	0,01	0,50	0,61	IV	Нормально-диоритовая
6	32,02	32,76	21,87	13,35	137,7	1,15	0,10	0.56	0,67	IV/V	То же
7	35,45	29,01	19,02	16,52	188,7	1,39	0,23	0,54	0,65	IV	Кварц-диоритовая
8	38,26	32,56	13,45	15,73	248,4	0,20	0,15	0,10	0,41	III	Кварц-диорит-ондалитовая
9	47,17	12,09	14,94	25,80	355,9	0,18	0,08	0,46	1,24	VI	Тронтгиемит-плагиогранитовая

1. Габбро переходящее в пироксенит р. Нелоба. 2. Габбро. Окр. с. Шайтанского. 3. Габбро. Оттуда же. 4. Габбро динамометаморфическое р. Тагил 5. Диорит р. Тагил. 6. Диорит р. Тагил. 7. Кварц-диорит р. Тагил. 8. Тоналит у ст. Северной. 9. Апатит р. Тагил.

Интерес этого массива велик в отношении его структуры и состава. Кристаллобластическая структура его обусловлена метаморфизмом при застывании и наблюдается в контактовой зоне с метаморфическими сланцами. Вязкая магма, вероятно, представлявшая смесь кристаллов и жидкости, вытягивалась в потоки, метаморфизуясь в габбро-амфиболиты. После она была пронизана огромным количеством роговообманковых пегматитов, образующих те же структуры. Магма, повидимому, была богата летучими компонентами, и явления инъекции напоминают те же явления в гранито-гнейсовых районах. Кварцевые диориты, развитые восточнее Прянишникова, имеют часто гранитоидный характер и тоже обладают первичной сланцеватостью. Явления инъекции при впадении Салды в Тагил обусловлены пегматитовыми жилами и имеют типичный вид.

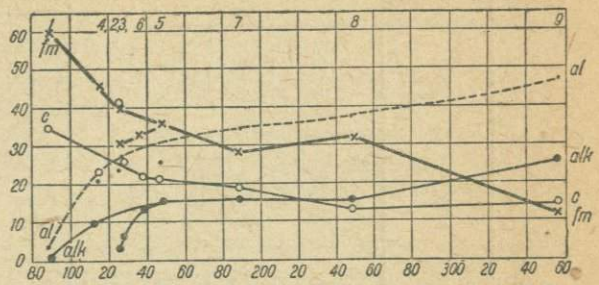


Рис. 110. Вариационная диаграмма горных пород Салдинского района (по Ниггли).



Рис. 111. Геологическая карта Верхисетского гранитного массива.
1—вмещающие породы; *2*—габбро; *3*—граниты.

Верхисетск гранитный массив. Верхисетский гранитный массив представляет огромное интрузивное тело, границы которого на севере проходят у Невьянска, на юге — у дер. Кунгурки, на западе—вдоль зеленокаменной полосы, на востоке— по меридиану Свердловска, — тоже зеленокаменные и осадочные кварцитовые сланцы. Массив исследован В. В. Никитиным, а в недавнее время Б. М. Романовым, в южной части Е. А. Кузнецовым и Л. М. Афанасьевым. Б. М. Романов констатировал его согласное залегание с породами кровли. На западе между гранитом и зеленокаменной полосой находится полоска амфиболитов, иногда с отдельными выходами змеевика и пироксенита. Амфиболиты представляют метаморфизованные габбро. Граниты реагируют с кровлей и обогащаются здесь темноцветными, а местами принимают характер богатых биотитом кварцевых диоритов (Верх-Нейвинск). Ближайшее исследование показало, что граниты внутри массива имеют куполовидную форму с центром в середине массива. Они переполнены включениями обломков кровли, вытянутыми, в общем, по простиранию. Главную роль в ней играют обломки основных пород — габбро и пироксенитов, превращенные в амфиболиты. Массив сложен в значительной степени плагиоклазовыми гранитами, имеющими иногда гранит-порфировый характер. В восточной части имеются нормальные граниты, рассекающие в виде жил плагиограниты. Последовательность интрузий определяется следующей: 1) габбро-перидотитовая магма, 2) плагиогранитная и дио-

Таблица 128

Химический состав пород В.-Исетского гранитного массива

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	53,69	17,94	7,57	2,56	0,39	—	3,40	11,68	1,36	0,86	0,49	0,07	99,91
2	67,98	14,39	3,73	0,62	1,19	0,00	1,58	2,86	3,58	1,86	1,74	0,07	99,60
3	69,27	17,31	1,64	1,34	0,12	0,23	1,02	1,06	3,85	2,84	0,87	0,10	99,65
4	72,51	13,47	2,63	0,94	0,15	0,00	0,52	0,97	0,87	6,59	1,06	0,06	99,77

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	27,64	34,69	32,78	4,89	140,6	0,29	0,39	0,94	V	Оссипитовая
2	38,01	27,34	13,77	20,88	305,3	0,26	0,39	0,50	IV	Нормально-гранитная
3	48,19	19,67	5,37	26,77	327,9	0,32	0,37	0,27	III	Тронтгиемитовая
4	44,27	21,75	5,80	28,18	405,0	0,83	0,20	0,27	III	Рапакивитовая

1. Диорит к югу от оз. Шайтанского. 2. Гранит-порфир, к востоку от оз. Аятского. 3. Гранит-порфир, к северо-востоку от оз. Аятского. 4. Гранит-порфир, к востоку от оз. Аятского.

ритовая, 3) гранитная. В местах реакций гранитной магмы с кровлей происходили различные процессы контактового метаморфизма. Амфиболитизация, образование скарнов (Согринский рудник и др.), образование эпидотовых и гранатовых пород (Палкинские копи гранатов, пушкинита и др.), образование смешанных зон наблюдается часто. Смешанные зоны гранитов с пироксенитами и габбро весьма распространены около их включений. Получаются явления инъекции, совершенно тождественные описанным ранее, с превращением основных пород в промежуточные, более кислые. Особенно это наглядно можно наблюдать к северо-востоку от Дегтярского рудника, в Бельковских горках.

Петрографическая характеристика массива произведена до сих пор только в самых общих чертах. В. В. Никитин дает химические анализы пород в массиве (табл. 128).

Массив гранито-гнейсов и гранитов изумрудных копей. К востоку и западу от изумрудных копей развиты среднезернистые биотитовые граниты. Они являются мало исследованными. На север их массивы продолжаются в район известных копей самоцветов — Мурзинки, Алабашки и др., где среди них развиты пегматиты с самоцветами. На изумрудных копях интересны явления метаморфизма, вызванные гранитами и их жильными дериватами в габбро-перидотитовом массиве, оказавшемся в кровле гранитного очага. В состав этого массива входят дуниты, превращенные в змеевик и габбро, с диоритами, метаморфизованные в амфиболиты. Роль их в структуре местности неясна, но, по П. П. Пятницкому, главное значение имеют породы, названные им диоритами. Последние не обладают типичным составом, а носят следы значительного метаморфизма. Действительно, они часто обладают сланцеватой структурой; амфибол в них представлен игольчатым актинолитом, а иногда они почти не содержат плагиоклаза, при довольно значительном количестве кварца. Некоторые разности состоят почти исключительно из авгита, роговой обманки и кварца при небольшом содержании плагиоклаза, что явно свидетельствует о метаморфической породе, типа амфиболизированного перекристаллизованного пироксенита, о чем свидетельствует и химический состав породы (анализ 2, табл. 129).

Дальнейший метаморфизм пород месторождения протекал в сторону образования актинолитовых пород и сланцев, биотитовых и тальковых сланцев. Вероятно, в этой же системе стоит и процесс серпентинизации. Вся свита прорезана дайками и прожилками пегматитов, претерпевшими частично десиликацию с переходом в плагиоклазиты. П. П. Пятницкий различает стерильные пегматиты, секущие породы вкрест простирания, не принесшие минерализаторов и редких элементов и продуктивные, инъекцирующие породы по сланцеватости, принесшие газообразные продукты, в том числе и бериллий, необходимый для образования изумрудов и фенакитов, молибден, фосфор и др.

На процессе метаморфизма в изумрудных копях А. Е. Ферсман применил теорию десиликации гранитовых пегматитов. Последние, вступая в реакцию с окружающей, бедной кремнеземом средой (дуниты), теряли SiO_2, K_2O и другие компоненты, которые, согласно реакционной схеме Боуэна, шли на преобразование оливина в актинолит, биотит, тальк и хлорит, создавая в региональном объеме био-

титовые сланцы и около жил оторочки биотита, актинолита и талька. Принесенный пегматитами бериллий при этих реакциях переходил в окружающие жилу среду и кристаллизовался здесь в виде изумруда, приобретая зеленую окраску вследствие адсорбции хрома из окружающей породы.

П. П. Пятницкий приводит ряд анализов пород изумрудного района.

Таблица 129

Химический состав горных пород изумрудных копей

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-
1	55,56	0,64	15,32	Следы	6,82	2,91	0,08	3,82	6,13	3,04	1,83	2,19	1,31
2	50,33	0,26	11,00	0,00	1,26	5,94	0,09	8,74	19,65	1,27	0,41	1,94	0,06
3	46,80	0,23	28,88	—	0,89	2,01	0,07	4,83	0,00	Следы	9,48	0,10	3,03
4	45,77	0,00	10,39	0,11	1,22	4,61	0,74	23,74	0,00	2,03	9,84	1,74	0,06
5	45,37	Следы	0,46	0,53	0,00	9,72	—	30,76	1,62	0,96	Следы	9,48	0,27
6	57,27	0,00	22,74	Следы	1,23	0,48	0,03	2,01	3,49	6,26	2,19	2,82	0,84

1. Кварцевый диорит-амфиболит. Троицкий прииск. 2. Кварцево-авгитовороговообманковая порода почти без плагиоклаза. 3, 4 и 5. Слюдяные сланцы. 6. Плагиоклазит.

В слюдяных породах, кроме того, присутствует от 0,86 до 4,24% F, последний содержится и в плагиоклазите в количестве 2,15%.

Шарташские граниты. У Свердловска шарташские граниты описаны Б. П. Кротовым. Это — среднезернистые, обычно лейкократовые породы, состоящие из плагиоклаза, микроклина, биотита и кварца с примесью мусковита, ильменита, титанита, эпидота, апатита и шпинели. Плагиоклаз включен в микроклин, а также встречается и в виде самостоятельных зерен, образуя брусочки до 2 *мм*. Его зональные кристаллы имеют в ядре состав до № 25, а на периферии — до альбита, с нормальной последовательностью зон. Микроклин образует крупные зерна до 8 *мм* и содержит включения плагиоклаза, кварца и биотита. Очень часты пертитовые вростки. В биотите встречаются включения апатита, титанита и циркона. Характерно наличие красной шпинели.

Те же минералы, но с меньшим количеством биотита, слагают и аплиты. В окрестностях Свердловска развиты также и лампрофировые дайки в виде темносерых керсантитов и диорит-порфиритов керсантитового состава.

Сысертский гранито-гнейсовый массив (рис. 89). Огромное гранитное поле расположено в Сысертской даче, будучи ограничено с запада и с востока кристаллическими кварцитовыми сланцами. Его поле шириной до 30 *км* содержит множество обрывков и полосок кварцитовой кровли, инъецированной гранитами. В кровле были более древние интрузии перидотитов и габбровых пород, превращенных в змеевики, актинолитовые, бронзитовые, хлоритовые и другие породы. Наиболее широкая полоса их расположена восточнее оз. Иткуль и отсюда идет к оз. Чусовскому, разбиваясь на

севере многочисленными инъекциями пегматитов и аплитов. Структура обеих частей массива носит антиклинальный характер, причем в ядре восточного антиклинала находится зона кварцитов и слюдяных сланцев, инъекцированная бесчисленным множеством гранитных жил, вплоть до образования мигматитов.

Граниты этого района представлены лейкократовыми, часто слегка сланцеватыми породами, состоящими из олигоклаза и микроклина, с обилием кварца и листочками биотита и мусковита. Из второстепенных обычны апатит, титанит и циркон. Характерной примесью в них являются кристаллики эпидота, встречающиеся очень часто как первичные выделения в кварце. Разности, наблюдаемые здесь, представлены двуслюдяными, биотитовыми и мусковитовыми, нормальными и плагиоклазовыми гранитами. Все они представляются связанными друг с другом переходами.

Пегматиты в этой свите не редки, но минералов, кроме слюды и единичных находок топазов (?), неизвестно. Характерно указание на находки изумрудов в шурфе среди актинолитовых пород к юго-западу от Сысертского района. Особенно много пегматитов появляется на юго-восточной части массива, между озерами Иткуль и Синары. Граниты здесь крупнозернисты и в южном окончании переходят в пегматитовые фации. Среди пегматитов у оз. Иткуль были встречены выхода с крупными, до 5 *см*, кристаллами эпидота и редкоземельного минерала, по виду сходного с колумбитом.

Граниты юго-западного берега оз. Иткуль претерпели сильное смятие и перекристаллизацию, окварцованы и мусковитизированы. Они образуют пологие складки, свидетельствуя о близости кровли, представленной кварцитами. У оз. Семискуль, южнее, они скрываются под этой кровлей с тем, чтобы выйти из-под нее в виде Аракульского массива, по составу и структуре не отличающегося от Сысертского.

Автор располагает одним анализом гранита из Каслинской дачи:

Таблица 130

Химический состав гранита Каслинской дачи

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	71,89	0,15	15,35	0,80	0,62	0,04	0,27	1,85	2,99	5,73	0,27	0,02	0,12	100,1

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	47,22	8,17	10,35	34,26	375,9	0,60	0,56	0,26	1,27	VI	Энгадинитовая

Сысертский и Аракульский массивы дают множество аплитовых даек в контактовую область сланцев. На протяжении от Мраморского до Косого Брода Сысертский массив входит в контакт с ультра-

основными породами, превращая их в змеевики, хлоритовые, тальковые, талько-карбонатовые, хлорит-гранатовые, пироксен-гранатовые, актинолитовые и другие породы. Зоны хлоритовых и тальковых пород прорываются рядами аплитовых даек, показывая разломы и отдушины, по которым проходили газы и пары из глубины массива.

Ильменский гранито-гнейсовый и щелочной комплекс (рис. 90). Особый интерес представляет Ильменский щелочной и гранито-гнейсовый комплекс. На севере он граничит с Сысертским массивом, на юге оканчивается немного южнее Самаро-Челябинской ж. д. На западе его границей служат различные геологические серии, на востоке — палеозойские осадочные образования, ближе неопределенного возраста.

Ильменский комплекс обнаруживает на севере погружение. Антиклинальная складка с интрузией миаскитов погружается под углом около 30°. Под тем же углом к северу наклонена сланцеватость в гнейсах между озерами Синары и Силач. Тем самым намечается региональное поднятие этого района. На северной оконечности антиклиналь щелочных пород сменяется синклиналью, сложенной кварцитовыми сланцами и метаморфизованными породами пироксенит-перидотитового ряда. Южное окончание сысертского гранита отделено от щелочных пород этой синклиналью, в которой, как в чаше, лежит южное окончание Сысертского массива. Е. А. Кузнецов показал, что эта синклиналь носит вторичный характер и образовалась вследствие поднятия гранито-гнейсовых масс, лежащих восточнее и обладающих несогласным контактом с породами, лежащими западнее. Последние, доходя до гранито-гнейсов, последовательно загибаются вверх, уходя в воздух над гнейсами и образуя перед ними синклиналь, отступающую все время к западу вдоль края щелочных пород, которые образуют ядро антиклинали, опрокинутой на севере Вишневых гор на восток, а на юге, в Ильменских горах, на запад. В середине она обнаруживает явления закручивания и перехода через вертикальное положение с многочисленными разрывами, скольжением и милонитизацией.

Породы кровли играют в гранито-гнейсах большую роль. В щелочном комплексе эта роль еще не велика, но в зоне, лежащей восточнее, наблюдается много кварцитов и амфиболитов, инъекцированных гранитами. Иногда последние переходят в значительные массивы, как, например, в восточной части Кыштымской дачи. Около оз. Иртяш среди гранито-гнейсов большую роль играли гранит-порфиры, метаморфизованные в гнейсы. Множество пегматитовых даек рассекает эти инъекцированные толщи. Местами в них изверженный материал составляет не менее половины массы, в других случаях граница между ними теряется. Мигматиты особенно сильно развиты на восток от миаскитовых интрузий.

Миаскитовые интрузии не одиночны. Они вторглись в расслоенные слои гранито-гнейсовой антиклинали и слагают ее ядро и расположенные с запада параллельные побочные полосы количеством до трех, шириной от 50 *м* до 1 *м*. На севере эти отношения постоянны, на юге, в Ильменах, последние следы западных полос находятся в Малом Ильмене.

Интересным фактором является метаморфизм среди гнейсов и пород прилегающей области. Наблюдения в Каслинской даче пока-

зали, что полосы основных пироксенит-перидотитовых пород изменяют характер при приближении к гранито-гнейсам. В удалении они сложены антигоритовыми змеевиками. С приближением они переходят в хлоритовые и тальковые породы и сланцы, далее в актинолитовые и, наконец, у контакта — в бронзитовые и оливиновые породы, переходящие в хризотиловые змеевики. Этот ход изменения с реликтами первоначальных пород свидетельствует о все возрастающих температурах к гранито-гнейсовому комплексу, где наличие оливина и бронзита свидетельствует о высоких температурах, порядка не ниже 600°. Однако, после высоких температур породы пережили и более низкие, вызвавшие местные окремнение, серпентинизацию и др.

Высокие температуры глубокой зоны метаморфизма можно предполагать и в гнейсах комплекса. В них из глиноземистых силикатов развивается силлиманит — минерал глубокой зоны. В амфиболитах очень часты разности основного плагиоклаза, встречается в них и пироксен.

Высокая температура и большое давление, при которых происходили процессы метаморфизма, оказали совершенно исключительное влияние на дайки аплитов и пегматитов, вторгшихся в оливиновые породы. Гранитный материал вступал в реакцию с оливином и производил метаморфизм окружающих пород в оливин-бронзитовые, актинолитовые, хлоритовые породы, змеевики и кремнистые породы и вермикулит, соответственно температуре охлаждающихся растворов, исходивших из даек. Эти явления прекрасно изучены в Борзовском месторождении корунда.

Гранито-гнейсовый комплекс состоит в основе из кварцитов с залежами амфиболитов и оливиновых и пироксеновых пород с их продуктами изменения. Кварциты состоят из гранобластического агрегата кварца, листочков мусковита или биотита, часто листочков графита, кристалликов альмандина и других, более редких минералов. Очень часты шестоватые кристаллики силлиманита. Небольшое количество плагиоклаза, иногда замещенного каолином, является второстепенной примесью. Путем постепенного увеличения плагиоклаза и граната породы переходят в слюдяно-гранатовые гнейсы. В последних гранат и плагиоклаз (№ 30—40) играют большую роль. Часто их толщи содержат большие пегматитовые инъекции, также приобретающие гранат и состоящие обычно из среднего плагиоклаза и кварца. Состав окружающих пород отражается и на составе пегматитов. Границы между пегматитами и этими породами иногда теряются и развиваются зоны смешения.

Амфиболиты, развитые в толще, представлены зернистыми плагиоклазовыми разностями с средним и основным плагиоклазом. Они являются габброидными фациями, сопровождающимися часто змеевиками (оливиновыми породами). Нередко в них наблюдается обратная зональность плагиоклаза, характерная для метаморфических пород. В амфиболитах иногда распространен гранат, редко эпидот. Оливиновые породы перекристаллизовываются под влиянием гранитов в оливино-бронзитовые, актинолитовые, антофиллитовые и гедритовые породы и сланцы, хлоритовые, реже тальковые породы и змеевики.

Химизм пород кровли может быть представлен несколькими анализами.

Таблица 131

Химический состав гнейсов Ильменских гор

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	70,16	0,07	14,87	0,97	—	3,17	0,14	2,14	2,14	0,04	2,22	3,43	0,99	0,19	100,53
2	62,11	0,91	16,14	2,41	—	7,52	0,28	4,37	0,81	0,03	1,86	2,99	1,09	0,09	—
3	49,58	1,11	16,32	3,74	0,04	5,91	0,16	8,82	10,54	0,01	2,18	0,16	1,59	0,11	100,32

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	39,6	30,3	10,5	19,6	311	0,13	0,50	0,48	0,11	I/II	
2	32,8	51,4	3,0	12,8	214,5	1,34	0,51	0,44	0,12	I	
3	21,7	47,7	25,5	5,0	111,8	1,07	0,05	0,63	0,13	IV	Габбро-диоритовая

1. Слюдяно-гранатовый гнейс. 2. То же. 3. Амфиболит. Все из Кыштымской дачи.

Мы видим, что первые две породы соответствуют глинисто-песчаным осадочным образованиям, которые в природе связаны переходами с кварцитами и графитовыми кварцитами. Третий анализ соответствует габброидным магмам, что не противоречит и связи их с змеевиками в поле.

Изверженный комплекс представлен гранито-гнейсами. Среди них имеются породы ряда гранодиоритов и энгадинитового типа гранитных магм Ниггли и щелочные эгириновые граниты. Особенно характерен тип розовых средне- и крупнозернистых гранито-гнейсов, сопровождающих миаскиты. Они состоят из олигоклаза и ортоклаза или микропертита, роговой обманки или биотита и акцессорных минералов, из которых развиты: циркон, титанит, апатит и реже ортит. При сильно сланцеватой первичной структуре наблюдается сильная раздавленность. В особенности сильные явления механического метаморфизма наблюдаются в Кыштымском районе.

Между миаскитами и гранито-гнейсами наблюдаются зоны, сложенные щелочными сиенитами. Е. А. Кузнецов показал, что эти зоны различны по природе. Около главной и центральной миаскитовой оси антиклинали щелочные сиениты на периферии их представлены сиенито-гнейсами, часто щелочными гранито-гнейсами белого цвета, с эгирин-авгитом или биотитом. Они являются результатом пневматолитического метасоматоза гранито-гнейсов. Внутренняя зона сиенитов сложена крупнозернистыми, чрезвычайно шлировыми и поточными разностями слюдяных сиенитов, то переходящих без резкой границы в пегматиты, то делающихся мелкозернистыми, лейко- и меланократовыми, вплоть до скопления чистого биотита. К этим зонам в Кыштыме приурочены скопления кальцитовых фаций, образующих в Ильменах, в Савельевом логу, залежи мраморов. Вероятно,

это остатки известняков, перекристаллизованных и отчасти переработанных магмой, аналогичных линзам мраморов, встречающихся в гранито-гнейсах. Шлировость и массивность этой зоны, по Е. А. Кузнецову, является результатом процессов реакции миаскитов с гранито-гнейсами. Эта кайма сиенитов содержит отдельные потоки роговообманковых слюдяных миаскитов.

Около мелких полос миаскита имеются только зоны сиенито-гнейсов, преимущественно слюдяных, причем граница между ними и миаскитами часто бывает резкой. Из этих соотношений видно, что миаскиты являются несколько более молодыми сравнительно с гранито-гнейсами.

Миаскиты на всем их протяжении весьма однообразны и состоят из микроклин-микропертита, альбита, нефелина, биотита, кальцита и ильменита или магнетита, с примесью титанита, апатита и циркона, реже редкоземельных минералов. Как редкую примесь надо указать гранат. Их структура отличается первичной сланцеватостью и некоторой порфировидностью. Порфировые выделения, имеющие вид ксенобластов, принадлежат нефелину и микропертиту. В основной массе, размерами зерна около 0,5 *мм*, нефелин редок и присутствуют только альбит и микроклин, чаще разделенные друг от друга. Кальцит, биотит и ильменит кристаллизовались последними.

Среди этих пород встречаются измененные ксенолиты. Так, среди сиенито-гнейсов Е. А. Кузнецов указал линзы габбро-амфиболитов, а в миаскитах горы Никольской он наблюдал включения черных пород, состоящих из нефелина, содалитового минерала (гидронозеан?) и эгирина. Они представляют, вероятно, результат переработки амфиболитов.

Свита этих пород пересечена жилами. Господствуют жилы пегматитов и аплитов. В гранито-гнейсах и амфиболитах присутствуют главным образом гранитные пегматиты и аплиты, относящиеся к зернистому типу без эвтектических прорастаний. Большею частью развиты согласные инъекции, реже секущие, с резкими границами. В контактах с амфиболитами они приобретают гранат, а в слюдяно-гранатовых гнейсах приближаются по составу к последним, приобретая гранат и плагиоклаз состава андезина. Иногда в контактах с амфиболитами наблюдаются процессы десиликации. Плагиоклаз становится более основным, а вместе с тем порода более мелкозернистой и сахаровидной, калиевый полевой шпат исчезает, уменьшается и количество кварца. Этот процесс обычно проявляется сравнительно слабо.

Реже в гранито-гнейсах встречаются и смешанные жилы, состоящие из миаскитовых, сиенитовых и гранитных пегматитов.

Среди миаскитов распространены миаскитовые пегматиты и реже гранитные с реакционными зонами сиенитов. Пегматитовый процесс был общий по времени обеим магмам. Наиболее юными породами являются пегматиты и, вероятно, гранитные; смешанные пегматитовые дайки могли образоваться путем насыщения гранитного расплава миаскитовым материалом при прохождении пегматитов через толщу.

Пегматиты нефелиновых сиенитов содержат много минералов, интересных как в музейном, так и практическом отношении. Из них предметом добычи служат нефелин и ортоклаз. Кроме них, встречаются:

это остатки известняков, перекристаллизованных и отчасти переработанных магмой, аналогичных линзам мраморов, встречающихся в гранито-гнейсах. Шлировость и массивность этой зоны, по Е. А. Кузнецову, является результатом процессов реакции миаскитов с гранито-гнейсами. Эта кайма сиенитов содержит отдельные потоки роговообманковых слюдяных миаскитов.

Около мелких полос миаскита имеются только зоны сиенито-гнейсов, преимущественно слюдяных, причем граница между ними и миаскитами часто бывает резкой. Из этих соотношений видно, что миаскиты являются несколько более молодыми сравнительно с гранито-гнейсами.

Миаскиты на всем их протяжении весьма однообразны и состоят из микроклин-микропертита, альбита, нефелина, биотита, кальцита и ильменита или магнетита, с примесью титанита, апатита и циркона, реже редкоземельных минералов. Как редкую примесь надо указать гранат. Их структура отличается первичной сланцеватостью и некоторой порфировидностью. Порфировые выделения, имеющие вид ксенобластов, принадлежат нефелину и микропертиту. В основной массе, размерами зерна около 0,5 *мм*, нефелин редок и присутствуют только альбит и микроклин, чаще разделенные друг от друга. Кальцит, биотит и ильменит кристаллизовались последними.

Среди этих пород встречаются измененные ксенолиты. Так, среди сиенито-гнейсов Е. А. Кузнецов указал линзы габбро-амфиболитов, а в миаскитах горы Никольской он наблюдал включения черных пород, состоящих из нефелина, содалитового минерала (гидронозеан?) и эгирина. Они представляют, вероятно, результат переработки амфиболитов.

Свита этих пород пересечена жилами. Господствуют жилы пегматитов и аплитов. В гранито-гнейсах и амфиболитах присутствуют главным образом гранитные пегматиты и аплиты, относящиеся к зернистому типу без эвтектических прорастаний. Большею частью развиты согласные инъекции, реже секущие, с резкими границами. В контактах с амфиболитами они приобретают гранат, а в слюдяно-гранатовых гнейсах приближаются по составу к последним, приобретая гранат и плагиоклаз состава андезина. Иногда в контактах с амфиболитами наблюдаются процессы десиликации. Плагиоклаз становится более основным, а вместе с тем порода более мелкозернистой и сахаровидной, калиевый полевой шпат исчезает, уменьшается и количество кварца. Этот процесс обычно проявляется сравнительно слабо.

Реже в гранито-гнейсах встречаются и смешанные жилы, состоящие из миаскитовых, сиенитовых и гранитных пегматитов.

Среди миаскитов распространены миаскитовые пегматиты и реже гранитные с реакционными зонами сиенитов. Пегматитовый процесс был общий по времени обеим магмам. Наиболее юными породами являются пегматиты и, вероятно, гранитные; смешанные пегматитовые дайки могли образоваться путем насыщения гранитного расплава миаскитовым материалом при прохождении пегматитов через ею толщу.

Пегматиты нефелиновых сиенитов содержат много минералов, интересных как в музейном, так и практическом отношении. Из них предметом добычи служат нефелин и ортоклаз. Кроме них, встречаются:

содалит, гидронозеан, канкринит, натролит, биотит, эгирин, циркон, титанит, ильменит и другие.

В гранитных пегматитах развиты: кварц, микроклин-пертит, амазонит, мусковит, берилл, топаз, аквамарин и другие, более редкие минералы. Интересна находка среди них криолита, имеющая чисто минералогический характер.

Особенный интерес представляют корундовые сиенит-пегматиты, залегающие в сиенитах. Это — крупнозернистые породы, состоящие

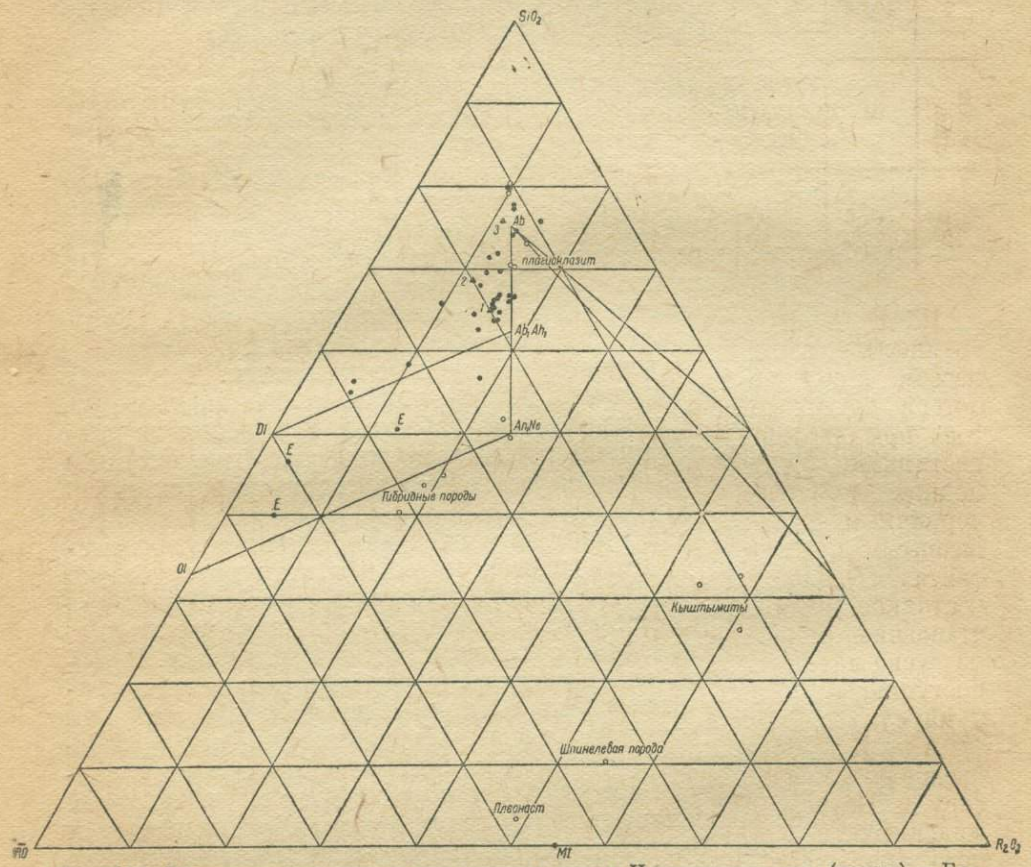


Рис. 112. Вариационная диаграмма горных пород Ильменских гор (точки) и Борзовки (кружки). *E* — эгирин, *1, 2, 3* — средние величины, согласно таблице.

из микропертита, биотита и корунда, иногда в очень крупных кристаллах. Они развиты в Ильменских горах и на горе Никольской, где служили для добычи корунда. Их интерес состоит в накоплении глинозема.

Химизм корундовых сиенит-пегматитов можно видеть из двух анализов с горы Никольской (табл. 132).

Концентрация глинозема в этих породах обусловлена или ассимиляцией глинистых осадков, или же явлением десиликации щелочно-сиенитовой магмы.

Химический состав описанных пород в средних цифрах следующий (табл. 133 на стр. 434).

Таблица 132

Химический состав корундовых пегматитов горы Никольской

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	52,34	34,60	0,45	0,16	0,20	4,77	6,58	0,40	99,50
2	40,06	49,05	0,35	0,15	0,30	3,71	5,20	0,46	99,28

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение
1	67,9	2,0	0,8	29,3	174,1	0,48	0,40	0,40	III
2	79,0	1,3	0,8	18,9	109,4	0,48	0,50	0,63	IV

По Е. А. Кузнецову, магма миаскитов выводится путем потери кремнезема гранито-гнейсами (22%), что автор ставит в связи с процессом десиликации без потери других компонентов при реакции с известняками. Участие последних документируется первичным кальцитом, развитым повсюду в миаскитах. Однако, из известняков, судя по сопоставлению анализов, была усвоена только CO_2, поступившая в изобилии в магму.

А. Н. Заварицкий предполагает, следуя Харкеру и Боуэну, развитие миаскитов в зоне сильного нарушения путем накопления щелочей газовым переносом в условиях больших и внезапных смещений магмы под влиянием тектонических процессов.

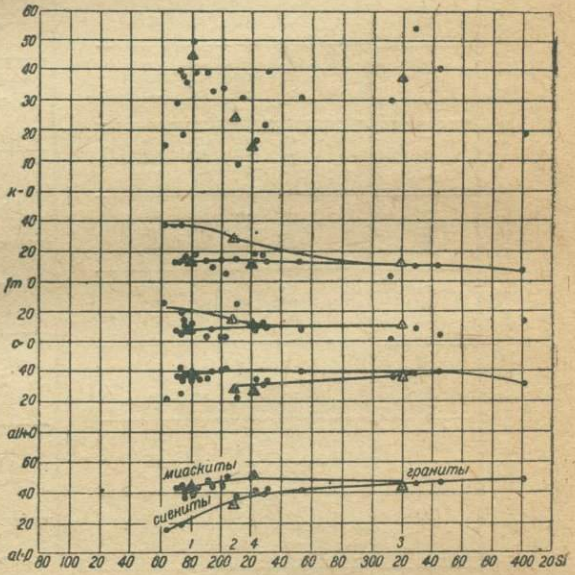


Рис. 113. Диаграмма щелочных горных пород Ильменского комплекса. Треугольники — средние величины. Цифры *1*, *2*, *3*, *4* соответствуют анализам таблицы.

На диаграмме рис. 112 нанесены точки всех анализов, по Левинсон-Лессингу, а в диаграмме рис. 113 — вариации, по Ниггли.

Корундовые месторождения Борзовки (рис. 114). Процессы десиликации энергично происходят в случае инъекции гранитной магмы в перидотиты. Недостаток кремнезема в последних и несоответствие

Таблица 133

Химический состав щелочных горных пород Ильменского комплекса

№ анализа	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	CO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Cl	S	Сумма
1	55,34	0,50	0,03	1,05	21,80	1,29	2,17	0,21	0,69	2,07	0,22	7,22	6,67	1,02	0,07	0,03	0,05	100,43
2	62,71	0,33	следы	—	15,50	3,51	2,36	0,31	2,22	3,89	0,04	6,76	3,33	0,28	0,26	—	0,03	101,53
3	69,42	0,21	0,01	—	16,46	1,07	0,78	0,02	0,70	2,01	0,03	5,09	4,54	0,31	0,07	—	0,04	100,76
4	61,69	0,34	0,02	Следы	19,58	1,73	2,12	0,06	1,22	1,36	0,18	8,21	2,65	0,58	0,06	0,06	0,03	99,89

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	co_2	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	42,20	13,13	7,62	37,05	182,1	1,23	4,72	0,38	0,26	0,58	IV	Нормально-фоянитовая
2	30,3	27,2	13,3	28,7	208,0	2,82	—	0,24	0,41	0,51	IV	Щелочно-сиенитовая
3	43,8	11,4	9,7	31,5	318,7	0,71	—	0,38	0,42	0,85	V	Энгадинитовая
4	41,7	17,9	5,8	34,6	223,8	0,52	Следы	0,17	0,39	0,32	III	Пуласкитовая

1. Среднее из 11 миаскитов. 2. Среднее из эгириновых сиенитов. 3. Среднее из гранито-гнейсов. 4. Слюдяной сиенит. Гора Собачья.

их термодинамического равновесия с таковым внутри вторгшихся гранитных даек влечет энергичную реакцию с гранитом, сказывающуюся в поглощении кремнезема и других компонентов. Процесс идет согласно реакционному принципу Боуэна, причем неустойчивый оливин переходит в последовательно устойчивые фазы, соответственные температуре. Наиболее ярким примером этого явления служит Борзовское месторождение корунда. Гранитная магма на Борзовке вторглась в амфиболиты и оливиновые породы. Она образовала в них небольшой массив, сопровождающийся серией даек гранита, идущих нередко двойными линиями параллельно контактам близ грани основных пород. Последние претерпели общий метаморфизм. Наблюдаются следующие типы метаморфизма.

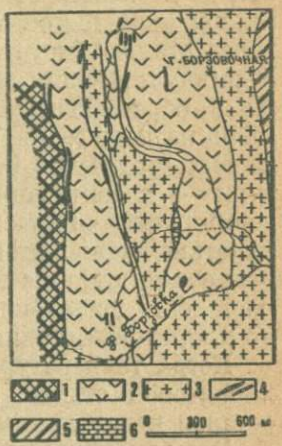


Рис. 114. Геологическая карта Борзовки.

1—кварциты и слюдяные сланцы; *2*—основные породы (змеевики и амфиболиты); *3*—граниты; *4*—кыштымиты; *5*—мнаскиты; *6*—мраморы.

Амфиболитизация охватила габбровые фации и реже пироксенитовые. Последние путем смешения с гранитным материалом и рассланцевания получили полевые шпаты.

Амфиболиты наблюдаются плагиоклазовые, с основным плагиоклазом, и альбит-эпидотовые. Неравномерность проникновения метаморфизующих пневматологических и гидротермальных агентов, одновременное дробление метаморфизуемого материала повлекло местами к созданию брекчиевидных амфиболитов, в которых желтые эпидотовые массы образуют то смешанные поточные формы в темных амфиболитах, то развиты в виде обломков.

Пироксениты метаморфизуются с образованием первоначально порфировидных пород, в которых остатки диаллага погружены в мелкозернистую диопсидовую массу. Дальнейший ход — амфиболитизация пироксена и переход в роговообманковые породы и, наконец, в роговообманковые и хлоритовые сланцы. Оливиновые породы также пережили длинный ряд изменений. Они начинаются с образования крупных, скелетно-лучистых кристаллов бронзита, сохраняющих иногда пойкилитовые остатки оливиновых зерен. В результате получаются оливин-бронзитовые и бронзитовые породы. Дальнейший этап — образование актинолита, вермикулита, хлорита и соответственных пород и сланцев. Освобождающийся при последнем процессе кремнезем, а также, вероятно, и кремнезем, принесенный растворами, отлагается в виде кремнистых и халцедоновых прожилков. Другой ряд изменений ведет к образованию хризотиловых змеевиков непосредственно из оливин-бронзитовых пород. Тот или иной результат зависит от состава метаморфизующих растворов. Воды, лишенные глинозема и других примесей, давали серпентинизацию, глиноземистые же воды вели к образованию вермикулита и хлорита. Вместе с тем гидротермальные агенты отложили местами прожилки магнезиального силиката, известного под именем сапонита. Мы не указали еще, что первой фазой перекристаллизации являлось новообразование оливина, обрастающего в виде чистых кристаллов вместе со шпи-

нелью раздробленные и шпинелизированные старые зерна того же минерала.

Все эти процессы имеют двоякий характер. В региональном объеме они сказываются в образовании полос, зон и скоплений в местах наиболее сильной циркуляции агентов метаморфизма. Они же особенно резко выступают в контакте с дайками гранитного ряда. Здесь они начинаются процессом актинолитизации. Образуются красивые зеленые, крупнолучистые, актинолитовые породы. Их зона составляла от 1 до нескольких метров ширины по обе стороны даек. Дальнейшим этапом является образование вермикулита. Мы не знаем, шло ли оно через стадию биотита, так как последнего нигде не сохранилось. Вермикулитизация захватила породы по обе стороны даек, уничтожила образовавшиеся ранее актинолитовые породы, сохранившиеся лишь на периферии, а внутри только в виде редких остатков и реликтовых структур. Следующая фаза развития с падением температуры — хлоритизация; корундофиллит и пеннин, образующиеся по вермикулиту, вытесняют последний, а также и сохранившиеся участки актинолитовых пород. Остаются обычно только полоски различной ширины вермикулита вдоль даек, где температура держалась долго повышенной, в то время как вдали от даек она падала до хлоритовой стадии.

Когда температура даек и прилегающих участков понизилась до хлоритовой стадии, вся вода уже была издержана, и вермикулит остался неизмененным.

Все эти процессы сопровождались смятием, разломами и скольжением. Смятие обусловило образование вермикулитовых и хлоритовых сланцев, среди которых остаются иногда остатки массивных пород.

Этим процессам вне даек соответствовала кристаллизация внутри их.

Состав даек весьма разнообразен, и часто они носят смешанный характер. Аплиты, микроклиновые плагиоклазиты, плагиоклазиты, плумазиты, кыштымиты, марундиты, шпинелевые дайки, известково-силикатовые дайки — вот главнейшие жильные образования. Очень часто в одной дайке мы находим и аплиты и корундовые породы, иногда до кыштымитов включительно. Застывание даек происходит при динамических явлениях, и поэтому дайки часто разорваны на участки.

Вопрос о первоначальном составе даек чрезвычайно сложен. Мы видели, что из их состава ушло много материала в окружающую среду, создав реакционные оторочки. Процесс начался с ухода $CaSiO_3$ на образование актинолитовых оторочек, которые, как показало исследование, в это время занимали всю реакционную зону. В некоторых редких кыштымитах в это время кристаллизовалась роговая обманка. В последующее время актинолит был в значительной степени разрушен образованием вермикулита и хлорита. Вода и глинозем были главными агентами этого процесса. Они поступили из даек в стадию кристаллизации в последних биотита, тоже переходящего в вермикулит. Учет этого процесса произведен Е. А. Кузнецовым на одной из даек, мощность оторочек которой известна. Все, что вынесено из даек при реакции, было прибавлено к составу кыштымита

с учетом его мощности. Полученная порода имела следующий химический состав.

Таблица 134

Химический состав гибридных пород—родоначальников кыштымитов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	56,75	0,15	10,94	0,80	0,02	0,07	21,10	0,03	1,85	8,34	100
2	35,23	0,24	16,35	1,30	0,03	0,12	31,37	0,06	2,78	12,52	100

1. Пересчет при предположении окружающих оливиновых пород. 2. То же, при предположении бронзитовых пород.

Окружающие породы в нашем случае были оливиновые или смешанные, оливин-бронзитовые.

Такого рода пересчеты приобретают реальное значение при сопоставлении с анализами гибридных даек района.

Таблица 135

Гибридные породы Кыштымской дачи

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-
1	34,31	0,84	17,71	12,43	2,38	0,14	6,19	23,14	0,00	0,80	1,18	0,08
2	38,75	Следы	27,20	4,27	1,83	0,16	5,14	17,73	0,37	1,85	2,76	0,09
3	36,52	1,16	12,57	13,96	4,10	0,22	8,29	21,57	0,05	0,16	0,14	0,10
4	54,00	0,65	12,00	5,16	0,68	0,27	3,89	21,98	0,86	0,46	0,39	0,31

1. Эпидот-гранатовая порода с диопсидом. Борзовка. 2. Гибридная плагиоклаз-эпидот-роговообманковая порода. Там же. 3. Анортитово-пироксеновая порода с магнетитом, шпинелью и кальцитом. 4. Диопсид-гранатово-кварцево-битовнитовый пегматит.

Если сравним цифры вычисленных пород с реальными гибридными породами, то найдем № 1 близким № 4 второй таблицы, а № 2 первой таблицы № 1—3 — второй. Обилие CaO, отсутствие хрома и никеля свидетельствуют о гибридизации не основными породами, а известняками. Только № 2 содержит NiO, вследствие того, что дайка, имея гибридный характер, вступила в реакцию и с оливин-бронзитовыми породами.

Если мы представим, что смешанные дайки аплитов и гибридных пород инъецированы в массу оливиновых пород и что между ними пошла химическая реакция, то последняя будет чрезвычайно энергична около гибридных частей даек и слаба около аплитовых частей, что действительно и наблюдается. Иначе говоря, гибридизация и интенсивность образования актинолитовых оторочек имели разные степени; вследствие этого кыштымитовые участки даек обладают меньшей мощностью, чем аплитовые или плагиоклазитовые.

Таблица 136

Химический состав даек гранитного ряда Борзовки

№ анализа	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	Сумма
1	73,72	0,23	0,02	14,19	0,87	—	0,72	0,02	0,30	1,35	3,68	4,84	0,23	0,05	0,09	0,00	100,31
2	72,21	0,59	—	15,56	0,55	—	0,28	—	0,09	0,35	3,53	6,55	0,25	0,05	0,01	—	100,02
3	72,49	0,24	0,06	14,72	0,70	—	0,57	0,03	0,45	1,45	5,13	4,16	0,22	0,07	0,03	0,31	100,63
4	65,57	0,21	—	22,34	0,43	—	0,18	—	0,37	1,07	8,29	1,02	0,33	0,07	0,01	—	99,89
5	62,40	0,28	—	21,00	1,35	—	—	—	0,56	1,57	10,04	1,50	0,86	0,44	—	—	100,00
6	20,90	0,06	—	63,12	1,19	—	0,44	—	1,17	7,33	0,62	0,61	2,41	0,15	—	1,60	99,60
7	16,94	0,24	0,00	68,44	0,88	0,00	0,40	0,21	0,95	5,98	1,57	0,26	3,42	0,11	Следы	1,12	100,52
8	34,60	2,37	0,00	20,81	8,90	0,07	15,48	1,89	2,74	9,81	1,15	1,44	0,62	0,05	0,39	—	100,32
9	4,80	2,45	—	52,39	15,60	0,07	10,68	0,52	9,19	0,38	0,00	0,00	3,69	0,55	0,04	0,00	100,36

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	44,97	9,29	7,95	37,79	397,2	0,94	0,51	0,26	0,87	V	Энгадинитовая
2	51,12	4,36	2,08	42,44	403,4	1,41	0,55	0,17	0,47	IV	Аплит-гранитовая
3	44,30	8,72	8,01	38,97	371,6	0,92	0,32	0,40	0,92	V	Энгадинитовая
4	54,75	4,27	4,80	36,18	273,2	0,38	0,08	0,54	1,12	VI	Тронтгиемитовая
5	46,60	6,79	6,34	40,27	233,7	0,81	0,10	0,47	0,93	V	Аплит-гранитовая
6	75,81	6,14	16,03	2,02	42,8	0,10	0,39	0,58	2,61	VIII	—
7	79,03	5,08	12,58	3,31	33,3	0,35	0,10	0,55	2,48	VIII	—
8	24,41	50,40	21,13	4,06	69,0	2,02	0,45	0,16	0,42	III	—
9	46,52	52,76	0,62	0,00	7,3	2,78	—	0,39	0,01	I	—

1. Гранито-гнейс. 2. Микроклиновый аплит. 3. Аплит. 4. Микроклиновый плагиоклазит. 5. Плагиоклазит. 6. Кыштымит. 7. Марундит. 8. Ставролитовый гранаплагит. 9. Шпинелевая порода.

Процесс десиликации последних шел следующим образом: сначала отдавался свободный кремнезем и порода переходила в микроклиновые плагиоклазиты, или одновременно расщеплялась ортоклазовая молекула с поглощением ее составных частей боковой породой с образованием слюды, и тогда получались плагиоклазиты. Дальнейшее расщепление альбитовой молекулы влекло к образованию плагиоклазитов более основного типа и, когда состав плагиоклаза достигал 16% анортита, появлялся первый корунд. При интенсивно шедшей реакции был израсходован и анортит и оставался почти один корунд. Некоторые участки даек содержат до 97% корунда.

Краевая часть даек представлена нередко шпинелевой коркой. Она замечательна тем, что представляет концентрацию железа, значительно превосходящую содержание в боковых породах. Эта концентрация взята из дайки, откуда железо стремилось в зону контакта вместе с летучими. Иногда эта корка, обычно очень тонкая (несколько *мм*), вытесняет тонкие части жил и выполняет всю их мощность (до 20 *см*). Фиксация паров воды и минерализаторов в последние моменты обусловила наблюдаемое в некоторых дайках обильное развитие маргарита за счет корунда и гейландита, томсонита и кальцита за счет плагиоклаза. Гейландит М. Бауэром был описан ранее как моноклинная модификация анортита, названная им борзовитом. Эти породы получили название м а р у н д и т о в. Они содержат розовый, слегка литиевый мусковит с маргаритовой молекулой, вследствие чего она содержит 7,67% K_2O; 1,38% $Na_2O + Li_2O$ и 1,41% CaO. В них же встречаются огромные турмалиновые солнца.

Кристаллизация заканчивалась в других случаях каолинизацией даек. В трещинах в породе циркулировали остаточные воды и отлагали гидротермальные диаспор, хлорит, гейландит и томсонит.

Структура этих пород обычно аплитовая, но у корундовых разностей выделения этого материала имеют идиоморфный характер. С переходом к более основным разностям величина зерна уменьшается и в крайних типах кыштымитов основной плагиоклаз достигает сотых долей миллиметра. Вместе с тем в крупных зернах промежуточных типов часты протокластические явления в плагиоклазах.

Дайки гранитного ряда имеют следующий состав (табл. 136 на стр. 438).

Из них ставролитовый гранаплагит, состоящий из битовнита, граната, корунда, биотита, ставролита, магнетита, титанита и апатита, представляет результат сплавления кыштымита с боковой (оливиновой) породой.

Из анализов видна родственная связь пород до плагиоклазита включительно, где коэфициенты *al*, *alk*, *c* и *fm* сохраняются гранитные, тогда как *si* и *k* сильно падают, вследствие потери ортоклаза. В дальнейшем в кыштымитах *k* возрастает, но при общем ничтожном количестве щелочей. Калий содержится в этих породах в виде биотита или серицита. Начиная с кыштымита, сильно нарушаются величины остальных коэфициентов.

Химизм метаморфических явлений в оторочках даек ясен из следующих анализов (табл. 137, на стр. 440).

Из сопоставления анализов видно, как с увеличением CaO, воды и Al_2O_3 падает количество MgO и SiO_2. Последний выносился с образованием кремнистых прожилков.

Таблица 137

Химический состав оторочек кыштымитовых жил

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O	CO_2	Сумма
1	51,94	0,03	1,09	1,17	0,17	5,54	0,15	35,33	0,35	1,90	2,36	100,03
2	49,33	0,00	4,29	0,80	—	2,42	0,08	24,83	10,26	6,70	2,25	100,96
3	33,83	0,48	14,65	5,31	—	0,62	Следы	24,20	0,05	21,39	—	100,53
4	26,40	0,02	27,38	0,00	—	9.23	„	23,90	0,26	12,27	0,18	99,64
5	40,81	—	1,33	3,54	0,09	3,02	„	36,06	1,24	12,39	0,44	99,65

1. Оливин-бронзитовая порода. 2. Актинолитовая порода. 3. Вермикулитовая порода 4. Хлоритовая оторочка. 5. Змеевик.

Аналогичные процессы происходили во многих местах гранито-гнейсовой зоны. Местами, как например у оз. Сугомак, в составе дайки много граната и кальцита с анортитом и корундом. Имеются месторождения и в Каслинской даче. Эти процессы стоят в связи с явлениями мигматизации, и А. Е. Ферсман назвал подобные дайки мигматитовыми пегматитами. Иногда в них сохраняется и пегматитовая структура, как это наблюдалось в одной из даек плумазитов на Борзовке (крупный плагиоклаз) и в диопсид-гранат-кварцево-битовнитовом пегматите у оз. Увильды.

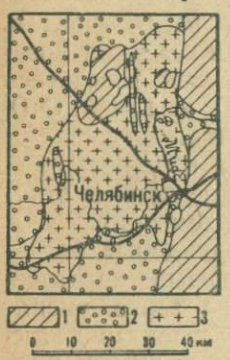


Рис. 115. Челябинский гранитный массив.

1—третичные отложения; *2*—палеозой; *3*—гранит.

Челябинский массив (рис. 115). Данные по петрографии Челябинского массива известны из монографии Н. Н. Смирнова. Его геологическое значение еще неясно. В литературе нет достоверных данных по этому поводу. Известно, что массив залегает среди осадочных и более ранних изверженных образований, в которые он вторгся. Из осадочных образований к нему примыкают визейские известняки, а из изверженных — диабазовые порфириты и змеевики. В состав массива входят среднезернистые разности гранитита, реже — двуслюдяного и роговообманкового гранита. Местами они приобретают порфировидную структуру, а вблизи оз. Смолина катаклазовую структуру и раздавлены в динамограниты. Среди них находится много включений, представленных роговообманковыми и титанитовыми шлирами.

Н. Н. Смирнов выделяет следующие разности гранитов: 1. Микроклиновые граниты и граниты, являющиеся самыми распространенными. Это среднезернистые разности, состоящие из кварца, розового микролина, белого плагиоклаза и биотита.

Микролин обладает склонностью к образованию порфировых выделений. Плагиоклаз гранититов содержит 18—21% анортита. Иногда в нем развиваются вторичные эпидот и мусковит. Из акцессорных присутствуют: апатит, титанит и циркон.

Структуры гранититов показывают неспокойную кристаллизацию. Наблюдается стремление к порфировидной структуре с самыми разнообразными размерами минералов. Обычно вкрапленники нерезко отделены. Кроме того, наблюдается шлировость, сказывающаяся в содержании биотита. Наблюдается наличие меланократовых участков и светлых. Порядок кристаллизации гранитов: 1) апатит, циркон, магнетит; 2) биотит, плагиоклаз (титанит); 3) микроклин и кварц. Очень часто плагиоклаз или микроклин и кварц кристаллизовались одновременно в виде микропегматита.

Химический состав гранитов носит щелочной характер.

Микроклиновые граниты представляют кислую фацию гранитов. Микроклин образует иногда вкрапленники до 2 *см*, содержащие включения других минералов, часто окружен каймой олигоклаза и содержит ленты пертита. Плагиоклаз в них играет большую роль и относится к № 8—12. Остальные минералы те же. Структура отличается лучшей диференцировкой вкрапленников от основной массы. Основная масса кислее, чем в гранитах, а вкрапленники окружены венцом плагиоклаза.

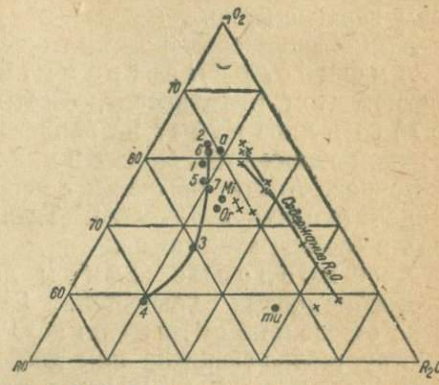


Рис. 116. Вариационная диаграмма горных пород Челябинского массива по системе Левинсон-Лессинга. Цифры соответствуют таблице анализов; *or* — ортоклаз; *Mi* — микроклин; *mu* — мусковит; *a* — аплит, не вошедший в таблицу.

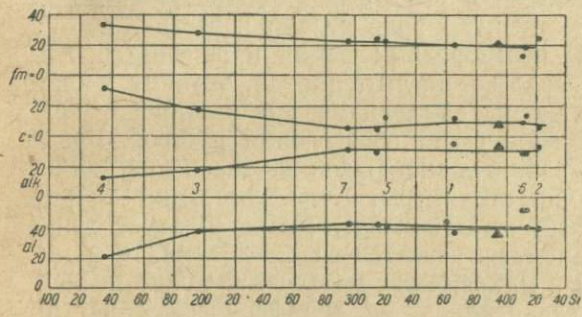


Рис. 117. Вариационная диаграмма горных пород Челябинского массива. Треугольная точка — среднее гранитов. Цифры соотвтствуют анализам таблицы.

Двуслюдяные граниты являются кислой фацией. Преобладают кварц и микроклин в двух поколениях. Плагиоклаза меньше, состав же его обычен, № 18. Иногда он подвергается пневматолизу с образованием эпидота и серицита. Наряду с зеленым биотитом выделяется первичный мусковит, часто в виде розеток. Структура пород панидиоморфно-зернистая.

Титанитовые шлиры являются темными обособлениями среди гранитов, обычно резко отграниченными от их массы. Они состоят из кварца, плагиоклазов, микроклина, биотита, роговой обманки, титанита, апатита и магнетита, гематита и циркона.

Плагиоклаз является преобладающим и развит в виде зерен, относящихся к андезину № 30—40. Микроклин встречается в подчиненном количестве. Биотит и роговая обманка играют значительную

роль. Они сильно корродированы. Титанит развит в виде крупных неделимых до 2 *мм* величины.

Структура обусловлена первоначальной кристаллизацией апатита и магнетита, далее — титанита и биотита, последующим оплавлением их и кристаллизацией полевых шпатов и кварца. Существуют микрошлировые разности пород, в которых составные части распределены неравномерно.

Химический состав титанитовых шлиров соответствует диоритам.

Амфиболовые гранититы отличаются более основным плагиоклазом в разностях, богатых амфиболом, доходящим иногда до № 65 в ядре и № 17 на периферии. Микроклин встречается в ничтожном количестве, биотит в виде идиоморфных или неправильных листочков. Апатит обычен и в некоторых разностях концентрируется в значительном количестве. Титанит также играет значительную роль в составе этих пород.

Амфиболовые шлиры являются крайним членом в ряде роговообманковых разностей. Это — темносерые, среднезернистые, резко отделенные от гранитов породы, соответствующие по составу семейству габбро-сиенитов или диоритов.

Породы массива пересечены свитой жильных образований. Среди последних Н. Н. Смирновым описаны биотитовые порфиры, аплиты, пегматиты и гранит-порфиры.

Химический состав этих пород, по Н. Н. Смирнову, см. в табл. 138.

Исходя из этих величин, мы видим, что граниты Челябинска близки диоритовому ряду магм, а титанитовые шлиры — кварц-монцонитовому.

Подводя итоги описанию, необходимо отметить, что магма была богата щелочами. В ней происходили процессы диффузии, вызванные неравномерным охлаждением и возможным вплавлением пород кровли, среди которых существенную роль играли известняки. Эти процессы вызвали появление неоднородных фаций и явления биотитовых потоков. Готовые минералы — апатит, циркон, титанит и биотит—переносились потоками магмы, оплавлялись и скоплялись в охлажденных частях, давших материал для образования шлиров. После шлирового распределения указанных минералов началась кристаллизация плагиоклазов зональной структуры. Кристаллизация кварца шла со времени конца выделения плагиоклаза. Кварц образует с ним микропегматитовые прорастания, встречается во включениях и в микропегматитовых сростках и в микроклине, выделяется также последним. Порфировые фации развивались на периферических частях массива. Олигоклазовая каемка на микроклине свидетельствует о возможном вплавлении известняков. Процессы диференциации дали кислые шлиры в виде двуслюдяных гранитов, имеющих остаточный характер богатой водой магмы. Основные шлиры являются быть может результатом ассимиляции известнякового или другого материала кровли. Последние моменты жизни интрузии характеризуются развитием жильной серии в виде пегматитов, аплитов и гранит-порфиров, а также гидротермальными явлениями в виде золотоносных кварцевых жил и жил с арсенопиритом.

Петрология Центрально-Уральского гранитного массива нам неизвестна. Его состав близок описанному выше Сысертскому массиву.

Таблица 138

Химический состав горных пород Челябинского гранитного массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	73,46	0,20	11,82	1,47	0,73	1,58	1,95	4,43	4,12	0,46	0,29	100,51
2	76,52	0,08	11,92	1,20	0,65	2,02	0,87	4,68	2,18	0,30	0,01	100,43
3	58,22	1,38	19,26	1,66	3,84	2,65	4,98	2,68	4,17	0,70	1,27	100,81
4	53,15	1,01	14,47	3,25	5,18	4,29	11,79	3,75	2,30	1,17	0,12	100,48
5	70,90	0,24	15,01	0,80	1,86	1,92	2,46	3,90	2,91	0,48	0,16	100,64
6	74,18	—	15,15	0,60	0,35	0,94	1,52	3,50	2,90	0,51	—	99,65
7	68,59	0,18	16,29	0,88	1,97	1,99	1,23	4,90	2,73	0,82	0,22	99,80

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	34,7	20,4	10,4	34,5	366,2	0,75	0,38	0,34	0,51	IV	Тронтгиемитовая
2	38,5	24,0	5,3	32,2	421,1	0,33	0,24	0,67	0,22	II	»
3	37,3	27,6	17,8	17,3	195,6	3,37	0,51	0,48	0,65	IV	Ондалитовая
4	21,6	33,5	32,0	12,9	134,8	1,92	0,29	0,49	0,96	V	Габбро-диоритовая
5	39,8	22,8	11,9	25,5	320,3	0,81	0,33	0,57	0,53	IV	Тронтгиемитовая
6	49,5	12,3	9,2	29,0	411,5	—	0,35	0,65	0,76	IV	»
7	41,3	22,8	5,7	30,2	295,6	0,60	0,25	0,56	0,25	II/III	Плагиогранитовая

1. Гранит. 2. Гранитит. 3. Титанитовый шлир. 4. Амфиболовый шлир. 5. Гранит-порфир, биотитовый. 6. Аплит. 7. Порфир.

Кыштымо-Уфалейский район. Среди змеевиков Кыштымо-Уфалейского района наблюдаются дайки кислых пород. Мы встречаем среди них гранитные аплиты, иногда с мусковитом, и ряд щелочных образований, описанных Д. С. Белянкиным. Здесь отмечены им лестиварити Большого Камня у Верхнего Уфалея, щелочные сиенит-порфиры на горе Лиственичной в Каслинской даче, щелочные граниты у г. Сугомак и щелочные гранит-порфиры на горе Фоминой в Кыштыме. Все они обладают общими признаками. Щелочные полевые шпаты представлены микроклином и альбитом. Порфировые выделения образованы то тем, то другим. Цветной минерал представлен обычно эгирин-авгитом. Кварц присутствует или в основной массе или отсутствует совершенно, и на горе Лиственичной в составе породы имеется нефелин в прорастаниях с альбитом. Аналогичная нефелин-сиенитовая дайка была встречена Г. А. Соколовым в змеевиках Нязепетровской дачи. Химический состав этих пород дан в табл. 139.

Происхождение этих пород, так же как и миаскитов, связывается с гранитной магмой. В создании же щелочности их участвовали, повидимому, и змеевики, а быть может также и известняки, так как в некоторых из них в основной массе имеются такие минералы, как гранат, везувиан и эпидот в виде включений. Процесс реакции с этими породами происходил и свелся к потере кремнезема и частично калия.

4. Южный Урал

Южный Урал в отношении геологических формаций является продолжением Северного и Среднего Урала. Однако, есть и существенные различия, сводящиеся к количественному проявлению процессов вулканизма и распространению продуктов последнего.

Свита метаморфических сланцев Центрального хребта протягивается до самого юга, погружаясь только у Орской железной дороги. Она имеет всюду антиклинальную структуру. К западу от нее тянутся палеозойские отложения. В них залегают более или менее значительные интрузии основных, главным образом перидотитовых, пород. Зеленокаменная свита восточного склона, после сильного сжатия в Среднем Урале, снова расширяется. Структура ее в других частях неодинакова. В то время как на севере Башкирии, по В. С. Коптеву-Дворникову, она представлена рядом сильно сдавленных складок с многочисленными разрывами и вытиранием целых горизонтов и свит; на юге, в районе Таналык-Баймака, мы имеем спокойную складчатость с отдельными разрывами. Несомненно, огромный разрыв идет через весь Южный Урал вдоль контакта свиты метаморфических сланцев и зеленокаменных пород. Разрыв носит надвиговый характер.

На востоке Урала проходит обширная полоса каменноугольных отложений и более древнего неопределенного палеозоя с огромными интрузиями гранитной магмы и местами перидотитов.

Южный Урал отличается от Северного и Среднего незначительной ролью габбровых и перидотитовых интрузий. Последние из них являются более частыми и в некоторых местах не уступают таковым

северной части Урала. Сюда относятся горы Кумака, массив перидотитов Халилова и перидотиты Кваркенского и Брединского районов. Изученность Южного Урала в петрографическом отношении во много уступает Среднему. Тем не менее и здесь имеется ряд монографий и описаний, позволяющих сделать некоторые общие выводы.

Свита метаморфических сланцев

Свита метаморфических сланцев состоит из тех же петрографических единиц, что и на Среднем Урале. Кварциты, слюдяные кварциты, слюдяные и хлоритовые сланцы и амфиболиты — вот главные их представители. В районе Златоуста они обнаруживают все признаки условий мезозоны. В них часто развиваются граналы, ставролит и другие минералы. Что касается более южных частей Урала, то там сланцы принимают характер эпизоны. В зоне амфиболитов там господствуют альбитовые и эпидотовые разности. Иногда появляются глаукофановые амфиболиты (Танатык-Баймак). В толще свиты наблюдаются гранитные и основные габбро-перидотитовые интрузии, имеющие сравнительно незначительные размеры. Наибольшие из них сосредоточены у Златоуста.

Таблица 139

Химический состав щелочных жильных горных пород Кыштымского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	68,53	—	17,17	0,76	0,68	—	0,27	0,78	6,92	5,32	0,30	0,10	*100,83*
2	61,52	0,17	20,53	1,17	1,14	0,11	0,10	1,98	5,94	6,31	0,60	—	*99,57*
3	68,77	0,25	15,25	1,02	1,67	0,04	0,54	1,25	4,78	5,64	0,35	0,07	99,63
4	72,28	Следы	15,06	0,43	1,07	0,08	0,28	0,69	5,13	5,01	0,14	0,08	100,25

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	44,8	6,7	3,7	44,8	310,7	—	0,34	0,28	0,56	IV	Щелочно-гранитовая
2	46,4	7,9	8,1	37,6	236,6	0,46	0,41	0,07	1,03	VI	Нордмаркитово-пуласкитовая
3	41,7	13,7	6,2	38,4	320,7	0,84	0,44	0,27	0,45	IV	Энгадинитовая
4	45,5	8,9	3,7	41,9	370,5	Следы	0,40	0,24	0,41	III	Щелочно-гранитовая, близкая энгадинитовой

1. Лестиварит. Большой Камень. 2. Сиенит-порфир. Гора Лиственичная. 3. Щелочной гранит. Сугомак. 4. Гранит-порфир. Гора Фомина.

Толща древнего палеозоя аналогична Среднему Уралу. Не входя в детали ее описания, мы отметим, что среди нее, так же, как и на севере, встречаются следы эффузивных процессов в виде туфов и красных туфитов, а также и интрузии основных и кислых пород. Среди первых необходимо отметить интрузию перидотитов Крака к югу от Белорецка и многочисленные дайки габбро-диабазов.

Кислые интрузии представлены рапакиви около Бердяуша.

Эффузивные породы восточного склона

На восточном склоне, в районе северной части Башкирии, по работам В. С. Коптева-Дворникова, история развития отложений происходила в следующем порядке: в основании зеленокаменной полосы залегает свита докембрия. Древний палеозой отсутствует быть может вследствие тектонических причин. Самые древние слои относятся здесь к верхнему силуру, покоящемуся вместе с более молодыми образованиями на сложенном в складки змеевиковом ложе.

Верхнесилурийские излияния имели базальтовый состав. В низах нижнего девона магматический бассейн был уже диференцирован и давал местами кварцевые альбитофиры, и далее в течение большей части нижнего и части среднего девона изливались андезиты. Конец среднего девона характеризуется извержениями трахитовых и липаритовых лав типа альбитофиров с местными возвратами к андезитовому типу.

К началу верхнего девона очаг был диференцирован и существовала мощная толща лав и туфов, отложенных его прежней деятельностью. Так как формирование их происходило большею частью в подводных условиях, мы должны предположить постепенное прогибание дна геосинклинали и его колебания. Хорошо фиксируется момент поднятия на границе среднего и верхнего девона.

Верхний девон начался незначительными излияниями базальтовых лав, сменившихся далее андезитами и кварцевыми альбитофирами.

Вулканогенные образования тесно связаны с туфами и туфитами, переходящими в кремнистые сланцы и яшмы с радиоляриями.

Район горы Магнитной. Район горы Магнитной дает следующую последовательность развития вулканических явлений, создавших зеленокаменную полосу.

После свиты метаморфических сланцев наиболее древними образованиями являются эффузивные породы. Их низы относятся к верхнему силуру. Наибольшей силы извержения достигли в конце нижнего девона. В это время излияния носили подводный характер и дали авгитовые порфириты с слоистыми туфами. Покровы, потоки и пластовые жилы, дайки — вот главнейшие их формы залегания. Главную роль играют туфы, чрезвычайно однообразные по составу и разнообразные по структуре. В них встречаются обломки авгита, плагиоклаза и различных лав. Реже встречаются разности с ромбическим пироксеном или роговой обманкой. В туфах же встречаются обломки черных и розовых яшм. Преобладают мелко- и среднеобломочные породы, но встречаются и грубообломочные туфы.

Среди порфиритов наблюдались и шлаковые формы с флюидальной структурой, лавовые брекчии и др. Корни излияний образуют пластовые и секущие жилы.

Лавы среднего девона развиты в двух зонах: одна на западе, другая на востоке, между р. Уралом и Гумбейкой. В западной полосе они представлены авгитовыми порфиритами. Последние примыкают к порфиритам нижнего девона и сходны с ними. Интенсивность излияний, однако, ослабла, и среди туфов преобладают мелкообломочные разности. Порфириты носят андезитовый характер.

В восточной зоне значительных туфовых масс не наблюдалось.

Эти вулканогенные образования тесно связаны и переслаиваются с кремнистыми сланцами и яшмами, играющими главную роль в строении среднедевонской толщи. Известняки в этой толще редки.

В верхнем девоне также происходили подводные излияния порфиров. Его отложения представлены преимущественно песчаниками и известняками с фауной и делятся на 6 горизонтов, из которых снизу первый, пятый и шестой — песчаниковые, второй, третий и четвертый — известняковые. Изверженный материал встречается только в виде туфогенного материала в песчаниках. Он состоит из кристаллов и зерен альбита, ортоклаза, микропертита, кварца, биотита, хлорита, кальцита и пирита и обломков порфиров с вкрапленниками альбита и ортоклаза. Редко встречаются обломки кварцевых альбитофиров, аплитов, порфиритов, яшм и др. Цемент песчаников глинистый из тонкоизмельченного того же материала. Иногда они переходят в типичные порфировые туфы. Эти отложения образовались в течение фаменского яруса, франкские же слои отсутствуют, и вероятно во время их отложения был перерыв.

В нижнем карбоне, в турне, отлагались песчано-глинистые толщи с прослоями большею частью немых известняков и эффузивными породами. Из последних отмечаются порфиры, кварцевые альбитофиры, соответствующие гранитной, сиенитовой и сиенит-диоритовой магме. Реже происходили излияния порфиритов диоритового и диаба-

Таблица 140

Химический состав авгито-плагиоклазового порфирита

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	52,40	0,46	12,89	1,31	7,56	0,16	9,92	7,43	2,39	1,26	4,19	0,44	100,41

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	18,3	54,0	19,4	8,3	126,8	0,87	0,25	0,67	0,36	III	Габбро-диоритовая

Таблица 141

Химический состав эффузивных горных пород района горы Магнитной

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	59,34	0,30	16,11	3,20	5,21	—	2,98	3,85	4,61	1,35	1,87	0,18	99,60
2	51,15	1,80	16,96	7,86	4,02	—	3,30	6,47	3,83	2,04	1,85	0,34	99,62
3	51,80	2,07	16,91	6,85	2,59	0,08	3,94	8,10	4,29	1,07	1,55	0,55	99,80
4	57,30	1,63	16,00	7,10	1,95	—	2,18	5,62	4,83	2,09	0,98	0,38	100,06
5	54,60	1,30	17,63	3,74	3,88	0,16	3,44	7,30	3,90	1,27	1,90	0,27	99,32

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	31,45	37,20	13,67	17,68	132,6	0,76	0,16	0,80	0,37	III	Нормально-диоритовая
2	27,62	39,30	19,20	13,88	141,6	3,74	0,26	0,35	0,49	IV	» »
3	27,08	36,13	23,62	13,17	141,0	4,23	0,14	0,45	0,66	IV	» »
4	29,71	32,28	19,02	18,99	180,9	3,87	0,22	0,32	0,59	IV	Кварц-диоритовая
5	30,39	33,23	22,94	13,44	160,0	2,87	0,18	0,46	0,69	IV	Нормально-диоритовая

1 Порфирит. Карагайлы. 2. Спилит, окр. горы Магнитной. 3. То же. 4. Микропорфирит. Там же. 5. Палеобазальт. Там же.

зового типа, причем излияния кислых и основных лав чередовались. Значительным развитием обладали и туфы.

Древние излияния хребта Кырклы ($Д_1$) сложены преимущественно авгито-плагиоклазовыми порфиритами. В более мощных жилах они переходят в диабазы. Чаще развиты плагиоклазовые порфириты с крупными вкрапленниками лабрадора, но преобладает вторичный альбит. Встречаются микродиабазы и спилиты. В миндалекаменных разностях пустоты выполнены кальцитом, хлоритом, эпидотом, кварцем и пренитом. Реже встречаются авгитофиры. Химический состав авгито-плагиоклазового порфирита дан в табл. 140.

А. Н. Заварицкий дает ряд анализов порфиритов и диабазов (таблица 141).

Верхнедевонские авгитовые палеоандезиты представляли уже наземные излияния, очень свежие и имеющие кайнотипный характер. Очень часто они окрашены в фиолетовый цвет. Основная масса их гиалопилитовая и интерсертальная, с микролитами плагиоклаза и пироксена. Реже встречается кварц. Плагиоклаз вкрапленников относится к № 33—57, а пироксен — к авгиту, реже — гиперстену. Их состав, по Н. К. Высоцкому (табл. 142).

Таблица 142

Химический состав палеоандезитов Магнитогорского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма
1	56,25	0,96	18,52	3,38	2,95	0,19	2,82	6,73	2,84	1,38	2,93	0,88	0,12	99,95
2	56,38	1,34	17,41	3,72	4,38	0,18	2,39	7,28	2,42	1,01	2,98	0,67	—	100,09

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	34,6	30,0	22,8	12,6	179,3	2,30	0,23	0,45	0,76	V	Пелеитовая
2	32,6	32,3	24,8	10,3	185,1	3,24	0,20	0,35	0,77		

Кроме того, встречаются базальтоидные разности с вкрапленниками плагиоклаза № 40—60 и микролитами его № 10—18. Структура и состав аналогичны, как это видно и из химического анализа породы (2).

Развитые в долине Урала порфиры и их туфы, относящиеся по возрасту к $D_3^2 — C_1^1$, обладают следующими свойствами. В начале D_3^2 и быть может в D_3^1 извергались плагиоклазовые порфиры. Излияния носили подводный характер и то усиливались, то затухали. Здесь образовались эффузивные потоки, покровы, купола кварцевых и бескварцевых альбитофиров. В то же время мы находим здесь интрузивные их формы в виде лакколитов и даек. Кроме альбитофиров, присутствуют и более основные породы с плагиоклазом до лабрадора. Кислые разности изливались раньше, в D_3^2, основные позже в турне. После интрузии плагиопорфиров были извержения

базальтовидных палеоандезитов, потом снова повторились альбитофиры, образующие потоки, покровы и купола. В конце турнея происходили эффузии диабазовых порфиритов с туфами, образующими покровы на песчаниках и порфирах.

Далее следовали новые инъекции порфировых даек и, наконец, в нижневизейскую уже толщу C_1^2 интрудировали оливиновые диабазы.

Эффузивные порфиры обычно бурого цвета с редкими порфировыми выделениями полевого шпата и пироксена. Вкрапленники представлены альбитом, реже плагиоклазом до № 20, изредка ортоклазом или анортоклазом. Основная масса фельзитовая, пилотакситовая или трахитовая, витрофировая и перлитовая. В основной массе, кроме полевых шпатов, изредка встречаются пироксен, биотит, кварц и акцессорные и вторичные минералы.

Интрузивные разности аналогичны и обладают часто теми же видами структур, вплоть до зернистых разностей.

Н. К. Высоцкий и А. Н. Заварицкий приводят ряд анализов этих пород (табл. 143).

Таналык-Баймакский район. Таналык-Баймакский район был изучен Шаховым, Л. С. Либровичем, А. Н. Заварицким и в последнее время Таналык-Баймакской экспедицией. Здесь наблюдаются те же геологические отношения и серии эффузивных пород. Отличием является более спокойная складчатость их. Наиболее древними вулканогенными образованиями являются здесь лавы и туфы ирендыкской свиты, претерпевшие сильное зеленокаменное изменение и относящиеся к нижнему девону и отчасти, вероятно, к верхнему силуру. Лавы имели характер андезито-базальтовый и дали порфириты и диабазы с отдельными залежами альбитофиров, повидимому, в верхних горизонтах. Над ними лежит отделенная от них прослоем красных яшм нижняя зеленая свита, сложенная песчаниками и порфиритовыми туфами, туфами кварцевых альбитофиров, известняками и кремнистыми сланцами. Она венчается также толщей яшм. В верхнем девоне также имеются прослои туфов тех же эффузивных пород. Они переходят и в нижний карбон на водоразделе Ирендыка и Урала, где, по Либровичу, эффузивные породы в подчиненном развитии встречаются в низах визе, под известняками с *Productus giganteus*.

Л. С. Либрович дает стратиграфическую схему и для Урало-Тобольского водораздела. Здесь до конца девона наблюдаются те же отношения. Основные и кислые эффузивные породы и их туфы развиты и в нижнем карбоне, вместе с туфогенными песчаниками и сланцами, глинистыми сланцами и подчиненными им известняками. В кизильской свите, относящейся к визе, также встречаются подчиненные залежи основных базальтоидных эффузивных пород.

Орский район. Те же соотношения прослеживаются и в Орском районе. По данным А. Петренко, в основании стратиграфической колонки района лежат толщи яшм, подстилаемые внизу диабазами и содержащие их прослои вместе с кварцевыми альбитофирами. В верхах имеются порфировые туфы.

Средний девон начинается ортофировыми туфами с кремнистыми сланцами. Выше следуют порфиритовые туфы, а еще выше имеются залежи плагиоклазовых порфиритов, подчиненных кератофировым туфам, а также жильных сиенит-порфиров.

Таблица 143

Химический состав альбитофиров и порфиров Магнитогорского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	58,91	—	18,20	2,32	1,87	0,25	3,75	5,00	5,71	2,40	2,53	—	99,99
2	61,13	—	18,23	4,11	1,92	0,25	1,80	2,27	5,70	2,31	2,21	—	99,99
3	71,58	0,50	13,30	2,38	0,60	0,10	Следы	0,92	5.38	4,48	0,59	0,06	99,89
4	71,76	0,30	12,95	2,46	1,96	—	„	Следы	3,46	5,49	0,90	0,08	99,36
5	61,65	1,28	14,89	2,87	3,57	—	2,25	3,59	4,50	2,85	2,02	0,27	99,74
6	61,88	1,01	16,34	4,28	2,21	0,25	0,73	4,00	4,92	1,95	1,40	0,35	99,32

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	34,7	25,0	17,3	23,0	191,1	—	0,22	0,54	0,70	V	Тенсбергитовая
2	38,5	27,3	8,8	25,4	219,2	—	0,22	0,35	0,32	III	Натрово-сиенитовая
3	40,62	12,30	5,11	41,97	371,6	1,96	0,36	0,00	0,42	III	Щелочно-гранитовая
4	42,44	19,39	0,00	38,17	399,7	1,27	0,51	0,00	0,00	I	„
5	32,10	31,18	14,10	22,62	225,9	3,52	0,29	0,40	0,45	IV	Кварц-диоритовая
6	36,60	24,20	16,31	22,89	235,6	2,82	0,20	0,17	0,67	IV/V	„

1. Альбитофир. Лакколит. Окр. Магнитной (по Н. К. Высоцкому). 2. Альбитофир трахитоидный. То же. 3. Кварцевый трахитоидный порфир. Узун-Зял. 4. То же. Богатые горы. 5. Порфир, гранодиоритового состава. Г. Банникова. 6. То же.

В отложениях франкского яруса развиты туфо-песчаниковые отложения с прослоями известняков и конгломератов, а вверху получают большое значение агломератные порфиритовые туфы, туфобрекчии и туфиты. Туфовые конгломераты развиты и в фаменском ярусе.

Все исследователи Южного Урала почти единогласно намечают две фазы складчатости, имеющие хотя и второстепенное значение, но играющие роль в вулканизме района. Одна из них фиксируется на границе среднего и верхнего девона, другая относится ко времени начала карбона. В основании последнего развиты конгломераты, в которых встречается галька разнообразных интрузивных пород основной серии, от пироксенитов и змеевиков до плагио-гранитов включительно.

Некоторая неувязка получается в распространении ортофиров и их туфов. В то время, как Н. К. Высоцкий относит их время излияния к верхнему девону, по А. Петренко, они приурочены преимущественно к среднему девону.

Кристаллические сланцы восточного склона Южного Урала

На восточном склоне Южного Урала, кроме порфиритов, большую роль играют сланцы и песчаники угленосного яруса карбона. Они представлены глинистыми и кремнистыми сланцами и углистыми, переходящими иногда в прослои угля, служащего предметом эксплоатации. Эти кремнистые сланцы переходят часто в кварцитовые. Особенно сильному метаморфизму подвергаются сланцы в области гранитных массивов, имеющих здесь большое развитие. Появляются филлиты, кварциты, хлоритовые и слюдяные сланцы, а за счет порфиритового материала возникают амфиболиты. Эти породы обладают большим распространением и в глубокой стадии метаморфизма напоминают сланцы свиты Центрального Урала. Большинство исследователей утверждает их принадлежность к возрасту нижнего карбона, так как они тесно связаны с мало измененными осадками. А. Н. Заварицкий указал, что гранитные массивы Тогузакского района по периферии окружены зоной гнейсов. Он предполагает их связь с толщей окружающих сланцев путем их гранитизации — проникновения гранитного материала в толщу перекристализованных сланцев в виде инъекций и пневматолиза. Особый интерес представляют сланцы Борисовских сопок, вблизи Троицка (ст. Кособродской), где развиты кианитовые сланцы. Дыхание гранита чувствуется всюду в явлениях окремнения известняков, описанных детально С. С. Смирновым.

Интрузивные породы

Основные породы. Интрузивные породы широко распространены в Южном Урале. Главнейшая роль среди них принадлежит гранитам, но и основные массивы иногда достигают больших размеров.

Многочисленные мелкие массивы змеевиков в виде длинных полос проходят по всей зеленокаменной полосе Башреспублики. Характерно, что по западной окраине зеленокаменной полосы почти всюду прослеживаются их выхода. Массивы их здесь невелики и содержат иногда признаки хромита. Микроскопическое исследование

районе и во многих других участках Южного Урала. В Халилове к ним приурочены месторождения никеля и магнезита, а на Верблюжьей горе, в 12 *км* от Полтавки, — хромиты.

Интрузии габбро играют подчиненную роль и отмечаются всюду в зеленокаменной полосе, в свите М, по восточному и западному склонам Урала. Большое количество габбро и габбро-диабазов развито в виде жильной серии в змеевиках и тем подчеркивает более поздний возраст габбро относительно перидотитов.

Габбро-диабазы западного склона встречаются в виде небольших даек, секущих амфиболиты толщи свиты М и филлитовую толщу древнего палеозоя. Они часто обладают офитовой структурой и состоят из плагиоклаза и авгита, сильно замещенного уралитом, и магнетита с ильменитом с оторочками лейкоксена. Плагиоклаз относится обычно к андезину и лабрадору и часто замещен соссюритом. Интересны габбро-диабазы восточного склона и в частности Таналык-Баймакского района, где серия даек обнимает широкий диапазон от основных габбро-диабазов до диоритовых и альбитофировых. Среди габбро-диабазов имеются разности с коричневой роговой обманкой вместо авгита или с фиолетовым авгитом.

Химический состав описанных пород может быть иллюстрирован следующими анализами.

Таблица 144

Химический состав габбро-диабазов Южного Урала

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма
1	53,44	0,54	15,21	2,91	6,11	0,11	6,75	9,36	2,99	0,78	2,02	0,26	—	100,48
2	43,21	—	17,62	4,20	4,42	—	8,39	9,78	2,01	—	6,56	0,44	3,44	100,07
3	48,83	—	16,28	5,23	8,33	0,12	5,60	9,49	2,82	0,59	2,07	0,02	0,55	100,33

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	22,4	44,0	25,2	8,4	134,0	1,05	0,14	0,58	0,58	IV	Габбро-диоритовая
2	24,6	46,0	24,8	4,6	102,5	—	0	0,65	0,54	IV	Нормально-габбровая
3	22,4	46,5	23,8	7,3	114,4	—	0,11	0,42	0,51	IV	„

1. Габбро-диорит. Окр. Магнитной (Высоцкий Н. К.). 2. Порфирит. Р. Лемеза 3. То же. Р. М. Инзер.

Жильная свита представлена в зеленокаменной полосе диорит-порфиритами. Таковы диорит-порфириты окрестностей горы Магнитной, состоящие из порфировых выделений плагиоклаза № 50—60 и моноклинного пироксена, в значительной степени уралитизированного, и основной массы из микролитов плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, магнетита и апатита, биотита и титанита с вто-

Химический состав авгитовых порфиритов и атачитов горы Магнитной

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	S	Сумма
1	55,34	—	17,14	6,28	3,26	0,52	3,09	7,07	3,45	3,17	0,92	—	—	100,24
2	62,83	0,66	18,58	3,47	1,57	—	0,39	3,32	3,37	5,72	0,24	0,88	—	101,03
3	52,35	—	19,14	8,39	2,57	0,13	1,26	2,12	3,07	7,72	0,33	1,76	0,20	99,04
4	50,28	—	19,58	10,60	3,63	—	1,11	1,16	1,30	9,15	0,33	1,97	0,35	99,46

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	28,3	36,0	20,7	15,1	155,4	—	0,38	0,37	0,58	IV	Нормально-диоритовая
2	42,1	17,3	13,9	26,7	242,2	1,29	0,53	0,13	0,80	V	Плагиоклаз-гранитная
3	35,4	32,9	7,1	24,6	164,6	—	0,62	0,18	0,22	II	»
4	35,4	32,8	3,8	22,0	154,9	—	0,82	0,13	0,10	I	»

1. Авгитовый порфирит. 2, 3 и 4. Атачиты. Гора Магнитная.

ричными минералами. Иногда наблюдается немного стекла. Структура близка к андезитовой или интерсертальной.

Совершенно своеобразный тип пород представляют атачиты горы Атача (Магнитная). Это порфириты, состоящие из вкрапленников плагиоклаза № 50, обычно превращенного в псевдоморфозы мусковита, с кварцем, магнетитом, турмалином, андалузитом и апатитом, санидин-ортоклаза, тоже подвергшегося частично мусковитизации, с $2V$ от —20 до —60° и основной массы гиалопилитовой или микрофельзитовой структуры. Вся порода подвергается сильному пневматическому замещению вышеуказанными минералами с присоединением к ним хлорита, эпидота, роговой обманки и лейкоксена. И. Морозевич указывает еще в составе породы силлиманит и кордерит. За последний, по мнению А. Н .Заварицкого, были приняты своеобразные двойники полевого шпата. Иногда наблюдаются атачитовые брекчии интрузивного типа. А. Н. Заварицкий предполагает здесь явления автопневматолиза с ассимиляцией прилегающих толщ контактовых роговиков из апотуфов, содержащих те же минералы и химически близких. Химический состав атачитов и связанных с ними диорит-порфиритов дан в табл. 145.

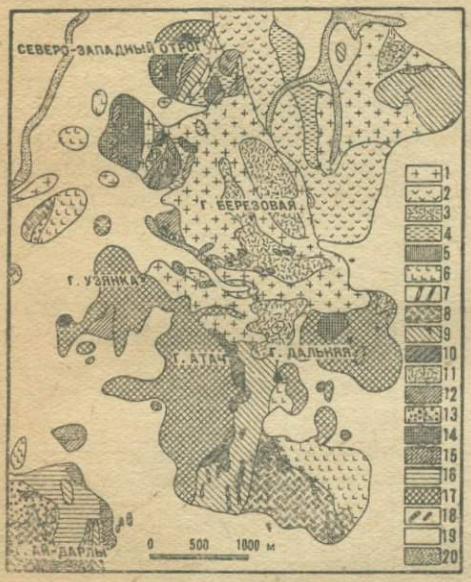


Рис. 119. Геологическая карта горы Магнитной.

1—гранит роговообманковый и пироксеновый; *2*—красный бедный кварцем гранит и сиенит; *3*—гранодиорит, кварцевый диорит, такситовый гранитодиорит; *4*—бескварцевый авгитовый и уралитовый диорит; *5*—мелкозернистые меланократовые обособления среди гранита и гранодиорита; *6*—микрогранит, фельзит и соответствующие брекчии; *7*—жилы кварцевого порфира; *8*—авгитовый и уралитовый диорит, жильный или образующий небольшие интрузии; *9*—порфириты олигоклазовый и уралито-лабрадоровый; *10*—атачит; *11*—порфир гранодиоритовой и сиенитовой магмы; *12*—изверженные породы (диориты и порфириты) контактово-метаморфизованные, отчасти превращенные в роговики; *13*—вулканическая полигеновая брекчия с цементом диоритовой магмы; *14*—гранатовая порода и другие скарны; *15*—мрамор и известняк нижнекаменноугольного возраста; *16*—контактово-метаморфизированный апотуф горы Айдарлы; *17*—россыпь обломочной породы; *18*—коренная руда; *19*—элювий и делювий; *20*—аллювий.

Из сравнения анализов видно, что атачиты богаты калием.

Кислые породы. Гранитные массивы Южного Урала исследованы слабо. Единственным, хорошо исследованным массивом является гора Магнитная. Гранитная магма вторглась здесь в толщу пород, представленных порфиритами и их туфами и известняками визейского возраста (C_1^2). Магма не осталась инертной к породам кровли, и под влиянием ассимиляции известняков образовались залегающие шлировыми массами участки более основных пород — диоритов, вплоть до габбро. Иногда такие породы окружают включения известняковой кровли. Кровля иногда вместе с прилегающей частью более основных представителей пород массива подвергалась контактовому метасоматозу и заместилась скарнами и тесно связанными с ними рудами — магнитным железняком. Туфы, включенные в известняковую толщу, перешли в апотуфы. В них возникли обиль-

ные новообразования слюд (мусковит), андалузита и других минералов, сходных с таковыми атачитов.

Граниты Магнитной составляют большую часть массива (рис. 119). Они представлены лейкократовым типом. Наблюдается несколько разностей гранита. Розовый лейкократовый, среднезернистый гранит горы Березовой сменяется у северо-западного подножья кирпично-красным. Граница между ними иногда резкая, иногда постепенная. Кроме того, наблюдаются порфировидные граниты того и другого типа. К северо-востоку от горы Березовой в розоватых и беловатых гранитах встречаются порфировые выделения полевого шпата и кварца.

Кварц развит или зернами или в микропегматитовых сростках с полевыми шпатами. Плагиоклаз представлен олигоклазом до № 37, обычно № 20. В натровых гранитах он представлен альбитом. Калиевые и калиево-натровые полевые шпаты встречаются в переменном количестве от лишенных их альбитовых разностей до таких, в которых они преобладают. Часто встречаются микропертиты. Роговая обманка является наиболее характерным цветным минералом и представлена буро-зеленой компактной и волокнистой зеленой разностями. В той и другой иногда сохраняются обрывки первоначального пироксена, уцелевшего от метасоматоза. Моноклинный пироксен близок диопсиду. Биотит также распространен, но играет меньшую роль. Из второстепенных минералов отмечаются: магнетит, апатит, титанит, циркон и ортит, а из вторичных — серицит, эпидот, гематит и цеолиты (?).

Граниты связаны переходом с сиенитами. Это касается красных гранитов, в которых кварц иногда совершенно исчезает. Вместе с тем увеличивается количество темноцветных магнетита и апатита. Более основные их разности переходят в сиенит-диориты. Все разности гранитов А. Н. Заварицкий сводит в следующую табличку.



Среди гранодиоритов представляют интерес такситовые разности. Они сложены участками, из которых одни приближаются к гранитам, другие — к диоритам. Иногда нельзя различить, какие из них являются включениями; обычно же включения представлены диоритами. При этом порода часто получает характер брекчии диорита, сцементи-

Таблица 146

Химический состав интрузивных горных пород горы Магнитной

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	72,23	0,63	13,76	2,60	—	—	0,29	1,15	5,43	3,58	0,58	—	100,25
2	68,59	0,12	17,64	1,97	1,42	—	Следы	0,59	5,20	3,65	0,97	Следы	100,15
3	60,61	1,69	16,96	4,34	2,91	Следы	1,55	4,52	3,94	2,52	0,58	„	99,61
4	60,45	1,50	15,17	3,66	4,52	0,18	2,24	4,78	4,32	1,80	0,87	0,36	99,85
5	47,44	1,50	12,00	6,23	3,65	0,80	5,62	15,85	3,47	1,60	2,29	—	100,45
6	44,57	—	13,58	12,97	5,43	0,17	5,17	11,09	3,81	0,97	1,96	—	99,72
7	45,88	2,25	18,67	4,84	3,83	—	5,01	14,77	2,39	0,41	1,62	—	99,67
8	51,15	1,80	16,96	7,86	4,02	—	3,30	6,47	3,83	2,04	1,85	0,34	99,62

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	36,8	21,6	5,6	36,0	328,1	2,15	0,29	0,09	0,26	III	Щелочно-гранитовая
2	49,3	12,6	3,0	35,1	325,9	0,42	0,31	0,00	0,24	II	„
3	35,3	28,3	17,2	19,2	214,7	4,48	0,29	0,29	0,60	IV	Кварц-диоритовая
4	31,1	34,9	17,8	16,2	210,4	3,90	0,21	0,33	0,51	IV	„
5	15,6	37,2	37,5	9,7	104,9	2,49	0,23	0,50	1,00	V	Нормально-габбровая
6	17,4	47,2	26,0	9,4	97,4	—	0,14	0,36	0,55	IV	„
7	25,1	32,8	36,2	5,9	105,0	3,86	0,10	0,52	1,10	VI	Оссипитовая
8	28,0	39,9	18,1	14,0	146,9	3,85	0,26	0,35	0,45	IV	Нормально-диоритовая

1. Лейкократовый гранит горы Березовой. 2. Красный гранит горы Куйбас. 3. Кварц-диорит. Гора Березовая. 4. Кварц-диорит Куйбас. 5. Авгитовый диорит. 6. Авгитовый диорит. 7. Меланократовое обособление из гранодиорита горы Березовой. 8. Диорит.

рованной гранитом. Как особые разности, описываются диопсидовые диориты и меланократовые диорит-порфиритовые обособления в гранитах.

Многие из упомянутых пород представлены химическими анализами (табл. 146).

Интрузия гранитной магмы, по А. Н. Заварицкому, сопровождалась свитой даек жильных пород. В первые моменты образовались жилы и мелкие интрузии диоритового состава, давшие жильные диориты и диорит-порфириты с атачитом. Атачит является несколько более поздним, чем связанный с ним авгитовый порфирит, и оба они рассекаются более молодыми дайками диорита. Наиболее молодыми в свите даек являются кислые гранит-порфиры, но и они старше глубинной фации. Встречаются также и аплитовые дайки. Из числа кислых даек имеются анализы гранит-порфиров (табл. 147).

Таблица 147

Химический состав гранит-порфиров горы Магнитной

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	76,35	—	13,38	0,64	0,21	0,23	0,51	5,75	2,37	0,58	100,04
2	77,34	0,45	12,83	1,10	—	0,17	1,11	3,62	2,82	0,62	100,06

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	47,7	6,1	3,3	42,9	462,7	—	0,21	0,35	0,54	IV	Тронтгиемитовая
2	49,9	7,2	7,9	35,0	510,9	2,22	0,34	0,24	1,11	VI	То же

1. Гранит-порфир (кварцевый кератофир). Магнитная. 2. То же (порфир).

Вторым прекрасно, но частично изученным гранитным массивом является массив Троицка. Он залегает среди каменноугольных отложений угленосного яруса и среди метаморфизованных сланцев. Под влиянием его контактов возникли кристаллические сланцы, описанные, например, в Борисовских сопках и по р. Санарке. Вероятно, с ними связаны и имеющиеся здесь монацитовые пески. Наиболее полной монографией Кочкарского гранита является работа Н. К. Высоцкого.

Вмещающими породами являются роговообманковые, эпидото-роговообманковые, хлоритовые сланцы и сланцы, обладающие иногда структурой фельзитовых лав и кварцевых порфиров, с прослоями яшмовидных роговиков. Местами среди них развиты диабазовые порфириты и порфиры, сохранившие свой массивный характер.

Главная масса гранита представлена среднезернистой двуслюдяной разностью, переходящей по окраинам в биотитовые граниты.

Местами они сопровождаются гнейсами и содержат выходы пегматитов, аплитов и гранит-порфиров. В местах золотоносных жил граниты изменены в березиты и часто динамометаморфизованы в связи с дислокационными расколами большею частью широтного направления Среди гранитов встречаются включения змеевика, пироксенита и амфиболита, а также вышеупомянутых кварцитов и нижнекаменноугольного известняка.

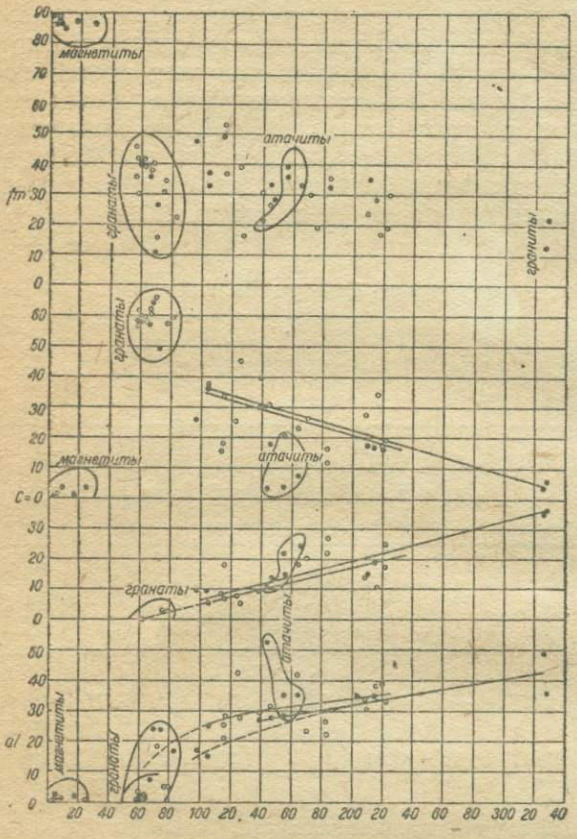


Рис. 120. Вариационная диаграмма горных пород горы Магнитной (точки) и Богословского округа (кружки).



Рис. 121. Геологическая карта Кочкарского гранитного массива.

1—третичные отложения; *2*—палеозой; *3*—змеевики; *4*—граниты.

Граниты состоят из кварца, мутного ортоклаза, подвергшегося мусковитизации, иногда с микропегматитовыми прорастаниями с кварцем, и в меньшем количестве из плагиоклаза и микроклина. Из цветных минералов чаще развит биотит и мусковит.

Кварцевые, фельзитовые и ортоклазовые порфиры развиты в виде даек.

Гранитный массив к западу от Полтавки изучен и описан Н. Н. Горностаевым. Интерес его заключается в резко выраженном несогласии залегания по отношению к кровле, сложенной метаморфизованными сланцами нижнего карбона.

Все эти массивы восточного склона Урала являются генетически связанными с аналогичным массивом Челябинска и сходны с ним. Детальных монографий по ним не имеется.

Бердяушский массив находится на западном склоне Урала в контакте с древним палеозоем и девоном. Он описан А. Гинзбергом и сложен гранитом, имеющим структуру рапакиви. В его состав входят вкрапленники ортоклаза розового цвета с каймой ортоклаза зеленого цвета. Порфировые выделения отсутствуют. Розовый в середине гранит к периферии приобретает серую окраску. Плагиоклаз обычно представлен альбитом. Калиевый полевой шпат содержит пертитовые вростки, а также нередко вступает с кварцем в микропегматитовые прорастания. С другой стороны, кварц встречается и в виде кристаллических включений. Темноцветные минералы представлены зеленой роговой обманкой, имеющей иногда волокнистое строение уралита. В бассейне Пятой Сарайки породы переходят в сиениты. Местами роговая обманка принимает синюю окраску и свойства арфведсонита. Биотит редок, встречаются: магнетит, апатит, циркон, ортит, титанит, ильменит и лейкоксен, а также вторичные — каолин, мусковит, кальцит и хлорит.

Этот массив интересен тем, что в нем в последние годы открыты щелочные породы в виде нефелиновых сиенитов.

Имеющиеся в литературе анализы приводим в табл. 148.

Таблица 148

Химический состав горных пород Бердяушского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	62,95	1,33	12,57	4,73	4,14	0,27	3,07	4,52	4,24	1,34	0,39	99,55
2	75,35	—	12,46	1,14	1,03	Следы	0,69	3,08	5,41	0,71	0,27	100,14
3	75,46	—	12,05	1,11	0,99	0,25	1,16	2,99	5,53	—	0,97	100,51

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	29,4	29,4	13,0	28,2	254,3	3,97	0,39	0,06	0,45	IV	Кварц-монцонитовая
2	45,2	10,3	4,8	39,7	465,2	—	0,54	0,00	0,48	IV	Энгадинитовая
3	42,3	12,1	7,5	38,1	449,0	—	0,55	0,18	0,62	IV	»

1. Рапакиви. Центральная часть массива. По р. Сатке. 2. То же. Выемка на ст. Бердяуш. 3. То же. За впадением р. Сарайки в Сатку.

В многочисленных мелких гранитных массивах Южного Урала, по данным Н. К. Высоцкого, В. С. Коптева-Дворникова и Г. А. Соколова, очень часто проявляется тенденция к образованию щелочного типа гранитов и переходам к сиенитам. Последние нами отмечены и для Магнитогорского района. Здесь Н. К. Высоцкий также приводит случаи перехода гранитов в сиениты, мелкие массивы которых иногда встречаются и изолированно. Эта щелочность происходит не без влияния реакции гранитной магмы с породами кровли, в частности

с известняками, зеленокаменными породами, перидотитами или змеевиками, которые в северной части Башкирии являются подстилающим субстратом для зеленокаменных пород (В. С. Коптев-Дворников).

Химические анализы микросиенитов из мелких интрузий горы Куйбас даны Н. К. Высоцким (район горы Магнитной).

Таблица 149

Химический состав микросиенитов Магнитогорского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	67,57	0,72	16,47	0,82	0,58	0,04	0,91	3,74	5,74	2,73	0,35	0,19	99,86
2	64,38	0,82	15,82	0,81	1,16	0,05	1,44	2,92	3,11	8,73	0,32	0,18	99,74

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	41,1	10,7	17,1	31,1	287,4	2,29	0,24	0,55	1,60	VII	Тронтгиемитовая
2	37,5	15,3	12,6	34,6	259,6	2,42	0,65	0,57	0,83	V	Граносиенитовая

5. Общий обзор вулканизма Урала

Мы видели выше, что в настоящее время развитие вулканизма Урала рисуется в следующем виде. В архейское время намечается цикл эффузивных процессов, следы которых имеются в свите М. Уже тогда излияния происходили из диференцированного очага, так как среди кварцитов встречаются прослои как амфиболитов, происшедших из базальтоидных лав, так и кислые порфироиды из альбитофировых лав и их туфов.

В кембрийское и нижнесилурийское время тоже происходили излияния преимущественно спилитовых и диабазовых лав, развитых на западном склоне среди серии филлитов. К этому же времени, к намечающейся фазе горообразования в конце кембрия приурочены, вероятно, и интрузии гранитов, гальки и валуны которых встречаются в нижнесилурийских слоях. Эти граниты относятся обычно к плагиоклазовым разностям, кроме гранитов Троицка, представленных щелочной фацией.

Начиная с верхнего силура эффузивная и интрузивная деятельность сосредоточивается на восточном склоне Урала, и, как известно, в первую фазу господствовали эффузивные процессы. Очаг был диференцирован уже в силуре, в верхах которого появляются альбитофиры. Главное поле развития последних относится к нижнему, среднему и верхнему девону, где они встречаются то в подчиненном количестве, то в виде значительных излияний. В эффузивной деятельности наблюдается резкое изменение на границе среднего и верхнего девона. Как мы отмечали, к ним приурочены излияния ортофиров, по существу магм калийного ряда, на всей северной по-

ловине Урала и в слабой степени на Южном Урале. Только А. Петренко указывает их для Орского района с низов среднего девона. Это изменение вещественного состава магм совпало с орогенической фазой, которая отмечается на границе среднего и верхнего девона для Среднего и Южного Урала.

Вопрос о времени интрузий еще не может быть точно разрешен, и неясно, можно ли решать его однообразно для всего Урала. Еще недавно интрузии основных пород относили ко времени среднего или верхнего карбона. И теперь считается, что перидотиты интру-

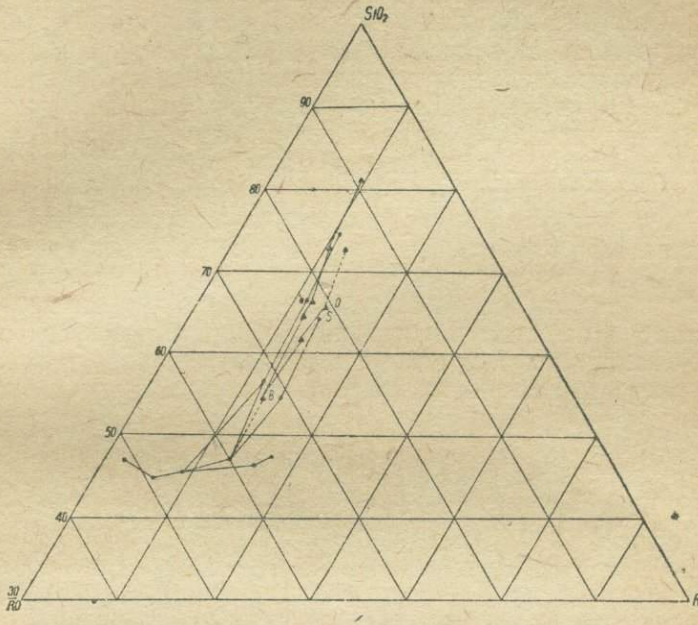


Рис. 122. Вариационная диаграмма средних анализов горных пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса (кружки) и эффузивных пород (треугольники), δ — диабазы; *О* — ортофиры; *S* — сиениты.

дировали в Аалапаевском (Б. П. Кротов), Челябинском районах и других частях Южного Урала после отложения визейских известняков, хотя Либрович указывает гальки змеевиков в конгломератах C_2. То же считалось и для зеленокаменной полосы Башкирии. Однако, в последнем районе после детальных работ В. С. Коптева-Дворникова выяснилось, что время интрузии перидотитовой магмы значительно древнее. Весьма вероятно, что они были связаны с упомянутой орогенической фазой в конце среднего девона.

В. С. Коптев-Дворников для северной Башкирии установил время вторжения габбро и плагиогранитов между средним девоном и нижним карбоном. В конгломератах последнего находятся гальки пород всей упомянутой серии. Мы видели, что и на севере время вторжения габбрового массива определяется как частично послесреднедевонское без указания, однако, верхнего предела; нижний же предел совпадает с таковым Южного Урала, и нет данных считать их разновременными. Возможно, однако, что интрузии этих магм в отдельных

районах были и неодновременны, но тип магм настолько постоянен, что в пользу этого нет убедительных данных. Перидотиты, связанные с габбро больших массивов Северного и Среднего Урала, интрудировали совместно с габбро, которым они подчинены.

Наиболее юными породами интрузивного типа являются граниты и щелочные породы, с ним связанные. Щелочность проявляется часто в последних фазах гранитных интрузий, но наиболее резко она выражена в гранитогнейсовом массиве ильменского комплекса и в Бердяушском гранитном массиве, где появляются типичные щелочные породы — нефелиновые сиениты. Резко щелочность выражена также и в мелких гранитных и сиенитовых телах среди змеевиково-зеленокаменного пояса Уфалея и Кыштыма.

Между эффузивными и интрузивными породами Урала имеется параллелизм. Почти всем интрузивным породам мы находим аналогов среди излившихся. И знаменательно, что эффузии начались с излияний диабазов. Мы не имеем только аналогов перидотитов и калийных гранитов и щелочных пород. Причину этого надо искать в том, что перидотитовая магма, как тяжелый продукт дифференциации, находилась в более глубоких зонах бассейна и недоступна была для излияний на поверхность. Калийная же и щелочная фации (ортофиры) появились только в конце девона, но не достигли типичного развития вследствие прекращения эффузивных процессов, неизвестных в отложениях моложе нижнего карбона.

Чтобы углубить отмеченную аналогию, мы рассмотрим эти группы пород.

Глубинная фация	Эффузивная фация
Перидотиты	Диабазы, базальтоидные порфириты
Габбро	Порфириты, палеоандезиты
Диориты	Ортофиры
Монциониты и сиениты	Палеолипариты (кварцевые альбитофиры)
Плагиограниты	(Кварцевые порфиры редки)
Граниты	
Щелочные породы	

Эта аналогия может быть иллюстрирована диаграммами химического состава горных пород для средних величин по отдельным типам (рис. 122). Мы видим, что в диаграммах, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, главные ветви дифференциации совпадают. Кривая дифференциации излившихся пород начинается с диабазов, находящихся между двумя габбровыми ветвями. Их можно рассматривать как недифференцированную начальную магму, распад которой дал все разнообразие интрузивных и эффузивных пород.

Большие интрузивные массивы габбро-перидотитов севера с их дифференциатами вплоть до гранитов и сиенитов являются громадными отпрысками центрального очага. Они, как это указывалось выше, интрудировали в уже расщепленном состоянии и после интрузии продолжали дифференцироваться. К этим продуктам дифференциации на месте мы относим жильную фазу и такситовые фации. Последние представляют обломки габброидной корки застывания в дифференцировавшейся под нею более кислой фракции кварц-диоритового состава.

Очаг, из которого происходили излияния, представлял полное

сходство с диференцированной сложной интрузией Тагильского массива и располагался под зеленокаменной толщей. После ее наслоения он проник между нею и свитой метаморфических сланцев в виде колоссальной интрузии, заполнившей зоны расколов по контакту формаций. После первоначальной интрузии происходили многие более поздние подвижки. Тесная связь интрузии с эффузивными породами ясна и из геологического распространения пород. Эффузии альбитофиров и кварцевых альбитофиров располагаются обычно поблизости от гипабиссальных и глубинных фаций тех же пород — плагиогранитов и кварцдиоритов. Излияния ортофиров сопровождаются отпрысками очага в виде сиенит-порфиров и сиенитов, залегающих небольшими лакколитами и штоками в окружении их лав. Такая тесная связь горных пород свидетельствует о том, что очаг находился поблизости, и по линиям разлома изливались магмы его состава.

Первые тектонические движения всколыхнули волнами земную кору, и в антиклинальных выступах концентрировалась сдавленная магма в виде кислых диференциатов; синклинальные же впадины могли касаться глубоких основных продуктов расцепления. Это особенно интенсивно сказалось в первые моменты главной складчатости, когда вдоль меридиональных зон разлома и по контактам между свитами пошли наверх интрузии соответственных магматических масс. Перидотитовые, пироксенитовые и габбровые интрузии свойственны синклинальным структурам Урала. Они приурочены к окраинам полос осадочных и эффузивных пород кровли и к их второстепенным антиклиналям среди общей синклинальной структуры. Это породы, служившие уже кровлей для более поздних кислых интрузий.

Количество кислой калийной фракции диференциации было невелико. Мы можем об этом судить по интрузии Тагильского массива, который, будучи уже отдиференцирован, дал небольшую свиту калийных пород, сказавшихся в ортофировых излияниях, в сиенитовых диференциатах и в кислой микроклиново-гранитной серии даек. Из них сиенитовая магма приурочена к антиклинальной структуре центральной части зеленокаменной полосы. В общеуральском масштабе количество кислой фракции было много больше, и, будучи скоплена в антиклинальных зонах, она создала большие массивы и инъекционные поля. Несомненно, диференциация магмы началась рано. Кислые и основные продукты существовали рядом, концентрируясь в зонах различной геологической структуры и усложняясь в своем разнообразии явлениями ассимиляции и реакции с породами кровли. Зеленокаменная полоса восточного склона является наиболее глубокой синклинальной структурой, и в ней мы видим наиболее мощные интрузии глубинной основной магмы. Этим объясняется и их ультраосновной характер, отмечавшийся уже Л. Дюпарком и Ф. Ю. Левинсон-Лессингом.

Мы далеки от мысли приводить выводы о средней магме Урала. Арифметический расчет нам ничего дать не может. Большинство анализов по Уралу относится к основным платиноносным массивам, тогда как теоретически не менее интересные кислые массивы охарактеризованы единицами. Такие расчеты необходимо вести с поправкою на площади развития соответственных пород, но это со-

пряжено с огромной работой и невозможно еще в настоящее время вследствие недостаточности геологического фактического материала. В настоящее время представлял бы интерес вывод средней магмы основного Кытлым-Тагильского массива, изученного достаточно полно, а также сопоставление его со средним составом хорошо картированных прилежащих частей зеленокаменной полосы, но эта сложная работа является ближайшей задачей.

6. Общий обзор метаморфизма на Урале

Все разнообразие метаморфических явлений на Урале мы рассмотрим в порядке отдельных их типов.

Автометаморфизм

Явления автометаморфизма часто наблюдаются в горных породах Урала. Метаморфические процессы во время кристаллизации магмы происходят в три фазы: 1) магматическую, 2) пневматолитическую и 3) гидротермальную. К числу автометаморфических процессов в основных магмах относится замещение оливина пироксеном в габбровых породах и образование этим путем реакционных оболочек. К более позднему периоду, на границе с пневматолизом, происходит амфиболизация оливина и пироксена, наблюдаемая в пироксенитах в перидотитах, габбро и диоритах.

Процесс ведет к образованию реакционных кайм и пертитоподобных симплектических прорастаний. В нем сказывается проявление агентов пневматолиза в виде воды, присутствующей в составе амфибола и получающей возможность связываться в химическом соединении.

Еще позднее идет образование биотита за счет темноцветных компонентов. Процесс широко распространен во всех типах горных пород.

В качестве гидротермальной фазы автометаморфизма появляются хлорит, серпентин, тальк, серицит и эпидот. Хлорит в качестве автометаморфического продукта развивается в пироксенитах Тагильской дачи.

Процесс серпентинизации, как автометаморфический, признается Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, А. Н. Заварицким, Л. Дюпарком для дунитовых массивов. Б. П. Кротов предполагал первичную кристаллизацию антигорита в змеевиках Кыштымской дачи, но впоследствии отказался от этого мнения. Большинство авторов предполагает, что серпентинизация производится парами воды, освобождающимися в пневматолитический и гидротермальный период кристаллизации. Несомненно, однако, что наряду с автометаморфической серпентинизацией, последняя производится и позднейшими гидротермальными агентами, связанными как с глубокими частями того же очага, так и с позднейшими интрузиями. Среди последних В. С. Коптев-Дворников приписывает большую роль позднейшему влиянию габбро. Об этом свидетельствует действительно наблюдаемое по контакту габбро и змеевиков наличие нетронутых, или только амфиболизированных пироксенитов. Около контакта температура была достаточно высока для проявления серпентинизации, вдали же, с охлаждением растворов, она проявилась очень сильно.

К числу автометаморфических процессов следует отнести и соссюритизацию плагиоклаза. Однако, и здесь надо быть осторожным, так как возможны и более поздние посторонние влияния.

Магмы, богатые водой, кристаллизовали иногда эпидот в качестве магмато-пневматолитической фазы раньше кварца и микроклина. Это наблюдается в некоторых гранитах, например, Салдинского и Сысертского районов. Иногда вместо эпидота развивается пренит, например, в пегматите среди перидотитов к западу от Н. Тагила, по р. Гаревой.

Аналогичное положение занимает в гранитах мусковит, который обычно замещает плагиоклаз. Ряд автометаморфических процессов особенно энергично происходил при образовании пегматитов.

В породах щелочного ряда наблюдается интенсивная пневматолитическая пертитизация ортоклаза или микроклина. В других породах, например, в сиенитах гор Высокой и Благодати, часто наблюдается обратный процесс пневматолитического замещения альбита ортоклазом или анортоклазом. Аналогичный процесс можно видеть в щелочном сиенит-порфире с горы Фоминой.

К числу подобных же явлений относится мирмекитизация.

Наиболее энергичный процесс автопневматолиза — грейзенизация — наблюдается в окрестностях Липовки в Режевском районе, и близко к нему стоит процесс березитизации.

Последний процесс химически может быть выражен сопоставлением анализа березита с гранитами.

Таблица 150

Химический состав березита

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	H_2O	S	Сумма
1	64,41	23,67	1,37	0,32	0,68	5,97	2,72	1,27	101,31

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение
1	69,2	8,0	3,8	19,0	320,1	1,00?	0,29	0,47	IV

Как и следовало ожидать, изменение химического состава очень велико. Порода пересыщена глиноземом (*al*) вследствие обильного развития мусковита за счет полевых шпатов аплитов или гранит-порфиров и содержит, кроме того, пирит. Нередок также и карбонат. Кроме Березовских месторождений золота, близ Свердловска, березиты описаны из Челябинского массива и из гранитов Кочкарской системы.

В заключение мы приведем краткую таблицу явлений автометаморфизма на Урале.

Состояние кристаллизации	Кислые и средние породы	Основные породы	Производные породы
Магматическая фаза	Плагиоклазы Пироксен	Оливин Пироксен	
Магмато-пневматолитическая фаза	Амфибол Биотит	Амфибол Биотит	
Пневматолитическая фаза	Эпидот Мусковит Пренит		Грейзены Березиты
Гидротермальная фаза	Хлорит и мусковит	Хлорит, серпентин Соссюрит	

Контактовый метаморфизм

Явления контактового метаморфизма распространены очень широко и могут быть подразделены на эндо- и экзоконтактовые.

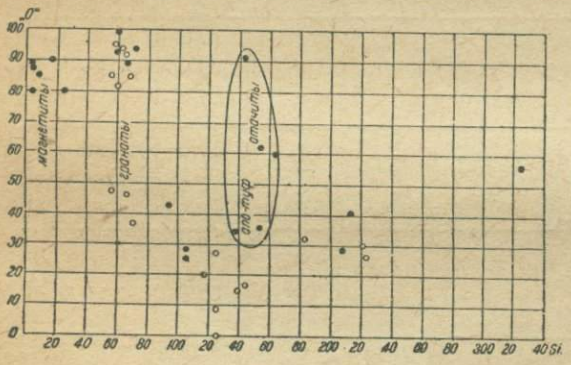


Рис. 123. Диаграмма *o — si* горных пород горы Магнитной (точки) и Богословского округа (кружки).

Эндоконтактовый метаморфизм. Процесс развития эндоконтактовых явлений очень сложен и слабо освещен в уральской литературе. А. К. Болдырев отмечает в контактовых зонах сиенитов горы Высокой с известняками развитие фаций, содержащих примесь кальцита, эпидота и диопсида. На горе Магнитной А. Н. Заварицкий констатирует эндоконтактовые фации диоритового и даже габбрового состава, которые подверглись частичной метаморфизации под действием еще жидкого гранита. При этом получаются типичные гранатовые и авгито-гранатовые скарны, неотличимые от экзогенных контактовых пород той же области. При этом процессе происходит привнос окисного железа, а вероятно, и извести, которая является, возможно, результатом переработки известняков. В получающихся породах господствуют диопсид или геденбергит и андрадит. Анализы последних нанесены на диаграмму (рис. 120, стр. 460).

Аналогичные явления известны и в Богословском округе, где эндоконтактовые изменения кварцевых диоритов и жильных пород превращены в авгито-гранатовые скарны.

Характер изменения габбро и диоритов при эндоконтактовых процессах иллюстрируется следующими цифрами:

Таблица 152

Химический состав габбро и их эндоконтактовых продуктов

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	*o*	Породы
1	15,60	37,18	37,54	9,68	104,9	2,49	0,23	0,50	1,00	0,29	Габбро
2	6,58	35,68	57,74	—	44,1	—	—	0,00	1,62	0,89	Скарн.

Ясно видно падение *si* вследствие привноса и увеличение *c* и *fm*, а также привнос Fe_2O_3 из коэфициента *o* (рис. 123).

В тех же классических районах широко развиты и экзоконтактовые явления.

На горе Магнитной А. Н. Заварицкий дал очень детальные описания этих процессов. Пневматолитические процессы происходили в последние фазы кристаллизации и сопровождались привносом огромных количеств окисного железа, кремнезема и в меньшей степени других компонентов. Из контактовых минералов отмечены андрадит, геденбергит, реже гроссуляр и скаполит. Типичным является магнетит. Они нанесены все на диаграммах (рис. 120, 123). На диаграммах приведены контактовые породы, а также и интрузивные породы. В районе развиты роговики и скарны, эпидозиты и апотуфы, к которым близко стоят эндоконтактовые разности порфирита, содержащие андалузит, силлиманит (?) и мусковит, так называемые атачиты.

Из диаграммы видно, что количество *al* в основных членах дифференциационного ряда уменьшается. Низко оно и в гранатовых породах, что свидетельствует об андрадите. Только один анализ граната из известняков Ай-Дарлы, где он развит в виде прожилка, выделяется по большому количеству *al* (гроссуляр). Апо-туф особенно богат *al*, что говорит о большом участии в его образовании глинистого материала.

Кривая *C* показывает рост ее в основных членах ряда и особенно в гранатовых породах, тогда как железные руды располагаются внизу диаграммы.

Кривая *fm* показывает большие величины у гранатов и гранатовых пород, кроме граната из Ай-Дарлы. Апо-туфы богаты K_2O.

Для получения картины изменения известняка в скарн мы должны сравнить их состав. Анализов известняков C_1^2 неизвестно, но общий характер этого процесса ясен и так.

Горные породы Богословского округа описаны Е. С. Федоровым, а в последнее время Волосюком.

Интрузивные контакты с известняками произведены гранодиоритами и кварцевыми диоритами с вариациями до габбро-диоритов и кварцевых натровых сиенитов. Их жильная серия, рассекающая

породы в контакте («контактные порфириты»), а также и секущие более поздние порфириты представлены породами, по Ниггли, оссипит-габброидной магмы и близки лампрофирам (одиниты, по Волосюку).

Эндоконтактовые явления в Богословском округе представлены также гранатизацией контактовых порфиритов и краевых частей интрузий и превращением их в авгито-гранатовые породы. В литературе, опубликованной в печати, и в неопубликованных отчетах мы имеем ряд анализов пород Богословского округа. Из них мы видим, что химический состав интрудировавшей магмы был сходен с таковой на горе Магнитной, но ограничился только основными представителями от сиенитов и кварц-диоритов до габбро. Довольно детально представлены и анализы гранатовых и авгит-гранатовых пород. Из них видны те же закономерности в ходе кривых отдельных окислов (рис. 120) в зависимости от основности и от метаморфизма. Характерно, что состав граната здесь очень сходен с магнитогорским. Картина контактового процесса может быть иллюстрирована следующими анализами одного из контактовых порфиритов, сильно измененной разности той же породы и авгит-гранатовой породы:

Таблица 153

Характер контактовых изменений порфиритов в авгит-гранатовые породы

	al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
Порфирит	29,41	30,18	30,74	9,67	139,3	1,39	0,26	0,52	1,02
Сильно измененный порфирит	5,12	34,15	57,39	3,34	78,0	—	0,00	0,06	1,67
Авгит-гранатовая порода	2,51	39,54	57,95	—	64,6	—	—	0,00	1,47

Из цифр ясен характер изменений, сказывающихся в количестве окисного железа (*o*) и других факторов (рис. 123).

Аналогичные цифры анализов имеем и в скарнах Алексеевского рудника в Калатинском районе, по данным В. В. Никитина. Все они свидетельствуют о поступлении окисного железа из внутренних частей очага в последний период кристаллизации при участии газовой фазы магмы.

На горах Высокой и Благодати, находящихся в тесном ряду с описанными районами, этот процесс менее изучен. Однако, и здесь мы встречаемся с теми же явлениями эндоконтактового и экзоконтактового метаморфизма. Метасоматозу гранатом и магнетитом на горе Высокой, по А. К. Болдыреву, подвергаются известняки и порфиритовые туфы. Концентрация последней пневматолитической фазы сиенитовой магмы, представленной обычно магнетитом, вблизи контакта, где было нарушено равновесие, вызвала образование оспенных руд, в которых выделяются ортоклаз, а также жил магнетита и его концентраций. Мы стоим здесь на границе между контактом и магматическими процессами концентрации руд.

Гидротермальная стадия, следовавшая за образованием скарнов и магнетитовых залежей, дала сульфидный метасома-

тоз. Из сульфидных минералов наиболее распространены пирит и халькопирит, встречающиеся в том или ином количестве повсюду. В Турьинских рудниках и в Меднорудянске сульфидные руды дали промышленные концентрации в скарнах; они содержат, кроме вышеупомянутых минералов, магнитный колчедан, сфалерит, галенит и молибденит.

Контактовые явления с образованием роговиков наблюдались Е. А. Кузнецовым в контакте гранодиоритового массива Чусовских озер в Каслинской даче. Они представляют ареал развития кварцитовых роговиков в контакте с кварцитами, гранатовых роговиков с габбро, роговообманково-плагиоклазовых с зеленокаменными породами и кремневыми роговиками около змеевиков.

Интересны контакты Троицкого гранитного массива с древними филлитами Троицкого рудника на Косьве (Дюпарк). На основании его описания, а также описания А. Краснопольского, мы имеем интрузию гранит-порфира, переходящего в гранит, в толщу древних роговиков (рис. 109, стр. 418). Роговики представляют сильно слюдистые породы с большим количеством железного блеска и кварца. Железный блеск образует прослои в роговиках. Последние иногда слоисты, состоят из зеленых и фиолетовых прослоев и встречаются во включениях в гранит-порфире. По всему комплексу данных, эта свита роговиков представляет результат контактового изменения древней свиты зеленых филлитов, переходящих местами в фиолетовые сланцы. Довольно значительные их глыбы погружены в гранит-порфиры. Среди толщ филлитов этой зоны, как южнее, так и севернее, нередки породы, переходящие в гематитовые сланцы. Весьма вероятно, что часть их была развита до интрузий гранита и была им метаморфизована в роговики. Последние носят то тонкопластинчатый, то компактный и пятнистый характер. Л. Дюпарк предполагает, что до метаморфизма это были известково-глинистые породы, слегка доломитизированные. Наличие таких филлитов наблюдается в описываемой толще. Вблизи контакта заметно увеличивается содержание циркона и турмалина, проникших из гранит-порфира, в котором они не наблюдаются.

Химизм гранитов представлен на таблице 126. Гранит-порфиры относятся к граносиенитовым магмам Ниггли. Роговики, анализы которых имеются в количестве 6, представлены в следующей таблице:

Таблица 154

Химический состав роговиков Троицкого месторождения на Косьве

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение
1	15,75	64,88	8,32	11,05	110,1	0,51	0,62	0,14	II
2	16,40	66,80	5,10	11,70	120,9	0,76	0,77	0,07	I
3	7,20	79,08	7,20	6,52	119,0	0,99	0,73	0,09	I
4	34,13	49,84	3,97	12,03	107,0	1,00	0,25	0,08	I
5	4,60	70,80	20,96	3,64	50,2	0,74	0,58	0,30	III
6	11,86	44,55	33,24	10,34	89,1	0,47	0,69	0,74	V

По схеме Ниггли, все они попадают в эруптивное поле, в различные основные магмы, что свидетельствует о наличии в их составе эруптивного материала. Это согласуется с наблюдениями Е. А. Кузнецова о том, что в образовании пород древней зеленой свиты играл роль туфовый пелитовый материал. В той же толще нередко присутствуют и настоящие туфы, и отдельные потоки порфиритов (данные экспедиции по пересечению Урала). Является ли наличие в них железного блеска результатом контактового накопления или перекристаллизации ранее бывших гематитовых залежей, остается неясным.

Пневматолитический и гидротермальный метаморфизм

Процессы, к рассмотрению которых мы переходим, являются в сущности проявлением тех же контактовых процессов как поблизости, так и особенно с удалением от контактов. Мы видели, что и вблизи последних первые пневматолитические проявления контактового воздействия сменяются далее гидротермальной фазой, в которую отлагаются такие минералы, как эпидот, пренит, хлорит, серицит, сульфиды меди, цинка, свинца и пр.

Явления, которые мы рассматриваем в настоящей главе, представляют результат действия гидротермальной фазы, освобождающейся при кристаллизации очагов магмы и концентрирующейся по определенным путям в земной коре. При этом получаются закономерные ассоциации минералов, создающих нередко типичные горные породы путем гидротермального метасоматоза. Орогеническое давление нередко придает им характер сланцев, а рудные растворы обусловливают концентрацию металлических соединений и образование месторождений руд. Мы можем выделить метаморфические ряды в зависимости от состава субстрата.

Процессы метаморфизма пород основного ряда—перидотитов и пироксенитов. Гидротермальные изменения перидотитов и пироксенитов особенно сильно распространены вследствие легкой изменяемости этих пород. К таким процессам относится образование змеевиков. Серпентин, как мы уже видели, развивается отчасти путем автометаморфизма, но, вероятно, главная его масса произошла путем изменения под влиянием гидротермальных агентов, удалявшихся из центральных частей того же очага, и посторонних ему более поздних магматических масс. По данным В. С. Коптева-Дворникова, серпентинизация перидотитов южной части Уральской области произведена во время вторжения следовавших за ними габбро. В значительной части мест Среднего Урала описываемые породы подвергались ряду процессов, последовательно действовавших, и нет возможности приписать кому-либо из них главное значение. Несомненно значительную долю в этом влиянии занимает гранитная магма, наиболее поздняя по времени интрузии. Независимо от способов метаморфизма характер изменения при серпентинизации более или менее постоянен. Змеевики и их структуры описаны детально Б. П. Кротовым, а также и другими авторами. Химически процесс серпентинизации сказывается в сильной гидратации породы, в удалении окиси кальция из пироксенита и присоединении кремнезема к оливину перидотитов. Обмен материалов при серпентинизации чрезвычайно сложен. Б. П. Кротов показал, что процесс особенно легко идет с участием угле-

кислых растворов. Признаки их наличия мы часто наблюдаем в змеевиках в виде карбонатов магния и кальция, — кальцита, брейнерита и магнезита. Однако большей частью эти минералы отсутствуют. В химическом отношении нет необходимости обязательного присутствия угольной кислоты. Гидратизация оливина и пироксена может итти под влиянием воды, у пироксена с отдачей кремнезема, а у оливина с его поглощением. Одновременно из пироксена удаляются глинозем и щелочи.

Выделение кремнезема при серпентинизации также нередко наблюдается и сказывается в частичном или полном о к в а р ц е в а н и и з м е е в и к о в. Процесс происходит локально, и его можно рассматривать, как концентрацию мигрирующего кремнезема. Развитие кремнистых пород за счет серпентинитов наблюдается особенно интенсивно в тектонических зонах, там, где змеевики приходят в соприкосновение с известняками. Здесь сказывается наличие углекислых растворов, получающихся при циркуляции термальных вод в контакте этих пород. Процесс шел под влиянием гидротермальных растворов, не связанных с ультраосновными породами, когда последние подвергались уже крупным тектоническим деформациям. Эти процессы распространены в Среднем Урале. Их связь с крупными тектоническими линиями установлена Е. А. Кузнецовым. Из минералов, сопровождающих окремнение, отметим, кроме кварца и халцедона, развитие талька и никелевых силикатов, служащих рудой на никель. Карбонат, встречающийся местами, дает начало развитию бурого железняка в условиях гипергенных процессов. Развитию залежей лимонита благоприятствует также и метасоматоз известняков.

В контактах змеевиковых массивов с гранитными породами очень часто развиваются широкие зоны метаморфических пород, из которых главную роль играют хлоритовые породы и сланцы. Они описаны многими исследователями, но более близкому сравнительному анализу не подвергались. Оптические свойства хлорита соответствуют пеннину или клинохлору.

Среди хлоритов встречаются две генетических разности. Одна происходит путем метасоматоза первоначальных змеевиков или оливиново-пироксеновых пород, другая путем выпадения из растворов в открытых полостях. Первая представлена обычно пеннином, вторая же представлена клинохлором. Однако, встречаются часто исключения.

Природа метаморфизующих растворов выясняется из сопоставления минералогического состава первоначальных пород и хлоритов. Главную роль играет вода, вместе со значительным количеством глинозема. Кроме того, в составе хлоритовых пород часто присутствуют апатит, титанит и магнетит, а иногда эпидот. Первые два говорят о наличии газовых агентов в составе растворов. О последних свидетельствует также и турмалин, образующий иногда обильные включения (Косой Брод, Каслинская дача и др.).

При сильной расланцованности пород получаются типичные хлоритовые сланцы.

Процесс хлоритизации проходит иногда также при участии углекислых растворов, и в этом случае наблюдается наличие карбонатов в составе пород, преимущественно кальцита.

Хлоритовые породы хорошо описаны на Урале Б. П. Кротовым в Миасской даче. Обширным распространением они пользуются в Среднем Урале, преимущественно в контактных зонах около гранитов, например, около Косого Брода и Мраморского. Широкое распространение их обусловлено универсальностью процесса, шедшего под влиянием гранитных терм. Всюду в Среднем Урале области их развития характеризуются наличием процессов *оталькования*.

Процессы оталькования бывают различны. В одних случаях тальк развивается в качестве второстепенного минерала по антигориту, в других вся порода замещается тальком, вероятно, без промежуточной серпентиновой стадии. Получающиеся породы представлены или тальковыми сланцами или же имеют совершенно массивный вид. Они состоят из чистого талька, или же последний сопровождается обильным карбонатом, иногда почти вытесняющим тальк и ведущим к *карбонатизации* пород. Развивающийся карбонат обычно представлен брейнеритом или магнезитом. Нередко карбонатизация ультраосновных пород происходит в близком соседстве с известняками, но их присутствие далеко не обязательно. Оно свидетельствует о циркуляции углекислых гидротерм. Природа угольной кислоты может быть магматическая, или же газ вынесен из известняков при прохождении через них термальных вод. Тальково-карбонатовые породы и тальковые камни пользуются широким распространением на Среднем Урале и служат огнеупорным материалом для доменных печей, плит, заменяющих мрамор в электротехнике.

Близко к оталькованию и карбонатизации стоит процесс *лиственитизации*, описанный впервые Г. Розе и освещенный затем в работах А. П. Карпинского, В. В. Никитина, Б. П. Кротова и Е. А. Кузнецова. Процесс состоит в карбонатизации ультраосновных горных пород с выделением свободного кремнезема в виде кварца, с образованием мусковита или талька. Тесная связь лиственитов с пироксенитами и перидотитами, а также с карбонатовыми породами, особенно с известняками, подчеркивается многими авторами. Особенно это отчетливо видно в южной части Уральской области. Лиственитты Соймоновской долины, описанные Е. А. Кузнецовым, образовались под влиянием углекислых терм на ультраосновные породы. Углекислота получилась вследствие разложения известняков на глубине, а также частично на месте развития пород. Аналогичное объяснение дает В. С. Коптев-Дворников и для лиственитов Миасской дачи, где известны случаи нахождения окаменелостей нижнего карбона в лиственитах, что свидетельствует, что реакция носила двусторонний характер и вела к замещению лиственитами известняков. Химически лиственитты исследованы Е. А. Кузнецовым и В. В. Никитиным.

Гораздо более глубокий процесс представляют явления *гранатизации* пироксенитов. Развитие граната наблюдается иногда и при серпентинизации, обычно же оно сопровождается образованием хлорита. Поэтому пироксеново-гранатовые породы находятся в тесной связи с хлоритово-гранатовыми и хлоритовыми породами. Гранат обладает обычно составом, близким гроссуляру, что обусловливает значительное господство извести и глинозема в этих породах. Иногда, повидимому, минерал приближается к андрадиту, а в некоторых случаях, например на горе Карабаш, наряду с светложелтым гроссуляром в пустотах выделяются дымчатые до черных кристаллы

граната. В Баженовском месторождении известен бесцветный гранат. Нередко к гранату присоединяется и в е з у в и а н. Он наблюдался часто в Миасской даче, на горе Карабаш, в Баженове, в Красноуральском и Абзаковском месторождении асбеста, в змеевиках Вагранской дачи и других местах.

Состав описываемых пород варьирует в количественном соотношении описанных минералов, к которым иногда присоединяются также клиноцозит и эпидот, титанит и апатит. В поле они залегают или в виде жил или линзовидных включений. Большею частью они отделены от змеевиков реакционными хлоритовыми оторочками. Иногда в них присутствует и карбонат, большею частью кальцит. Из процессов образования отметим, что большею частью они представляют результат метаморфизма пироксенитов, иногда габбро под влиянием пневматолитических процессов. Так, Падалка в Вагранской даче наблюдал их развитие при гранатизации и хлоритизации пироксенитов. Там же встречаются и везувиан — гранатовые породы, происшедшие из габбро. Аналогичные явления описаны Е. А. Кузнецовым на горе Карабаш, где диопсидитовые дайки обнаруживают переход в хлорит-гранатовые породы. Б. Я. Меренков констатирует такую же связь с габбро-диоритовыми и пироксенитовыми дайками в Красноуральском месторождении асбеста, где некоторые породы обладают реликтовой структурой микродиоритов. Аналогичную связь с аплитовыми дайками в змеевиках дает Н. Д. Соболев. Е. А. Кузнецов наблюдал в контакте Сысертского гранитного массива с змеевиками у Мраморского обильное развитие диопсидовых и диопсид-гранатовых пород под влиянием пневматолитовой фазы гранитов.

Из сказанного следует, что причиной метаморфизма является циркуляция пневматолитических и гидротермальных растворов в трещинах пород, насыщение их окислами кальция и магния и кристаллизация этих растворов в виде жил, то инъекционного, то метасоматического типа. Гораздо чаще первый тип развития пород. Автометаморфизм таких даек, кристаллизующих сначала диопсидовые породы, влечет разъедание их водой и окислами алюминия и превращение в хлорит и гранат. Обилие этих окислов может быть обусловлено связью с кислою магмою или с пневматолитической фазой основных очагов. В Вагранской даче Г. Л. Падалка констатирует наличие в них хлора и отсутствие фтора, что говорит о присутствии хлорапатита. Ничто не противоречит тому, что генезис пород имеет двойственный характер, так как состав остаточных продуктов кристаллизации основной и кислой магм в стадии пневматолиза и гидротермальной фазы имеет много общих черт, тем более, что связь с кислой магмой реально наблюдалась.

Чрезвычайно интересна дайка золотой жилы горы Карабаш, описанная А. В. Николаевым и Е. А. Кузнецовым, а в последнее время детально изученная М. П. Ложечкиным. Ее залегание не оставляет сомнения в интрузивном характере, а состав — в участии пневматолитической фазы, перешедшей потом в гидротермальную. Наличие двух последних фаз обусловливает кристаллизацию в миаролитовых пустотах кристаллов граната и диопсида, развитие прожилков карбонатов и других минералов. О возможности связи этих пород с остаточной фазой основного очага говорит наличие их минералов в миаролитовых пустотах свежих дунитов Нижнетагильской скважины.

Амфиболизация ультраосновных пород наблюдается очень часто. При этом пироксен и оливин замещаются актинолитом или зеленой роговой обманкой, превращаясь в роговообманковые и актинолитовые породы или сланцы. Такие породы в изобилии встречаются особенно в глубоких зонах Урала. При этом процессе нередко выделяется магнетит.

Химическая характеристика процессов. Характеристика всех описанных процессов с химической стороны станет ясной из сравнения их химических анализов, пересчитанных по методу Ниггли. Мы приводим типичные случаи из многочисленных примеров, изученных для Урала.

Таблица 155

Химический состав пироксенитов и перидотитов и их продуктов метаморфизма

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	3,7	58,0	38,0	0,3	90	0,00	0,10	0,93	0,66
2	7,8	69,0	20,9	2,3	87,7	0,60	0,05	0,80	0,30
3	3,5	96,0	0,5	0,00	76,0	0,00	1,00	0,93	0,005
4	0,25	99,4	0,05	0,3	49,0	0,00	1,00	0,91	0,001
5	0,92	99,18	—	—	131,3	—	—	0,88	0,000
6	17	17	66	0,00	76	1,13	—	0,52	3,97
7	18,76	24,98	55,44	0,82	58,4	0,00	0,31	0,76	2,22
8	12,34	53,17	33,93	0,56	78,5	0,77	0,27	0,85	0,64
9	11,97	86,69	1,24	0,10	45,7	2,58	—	0,77	0,01
10	2,1	97,5	0,4	Следы	62,4	0,00	1,00	0,93	0,004
11	0,66	99,34	0,00	0,00	49,5	0,00	—	0,91	0,00

1. Пироксенит. Сугурские горы. 2. Роговообманковая порода. Там же. 3. Лиственит. Там же. 4. Тальковая порода с карбонатом. Там же. 5. Тальковый сланец. Каменка. Режевская дача. 6. Пироксен-гранатовая порода. Красноуральское месторождение асбеста. 7. Гранатово-везувиановая порода. Вагранская дача. 8. Пироксеново-хлоритовые породы. Там же. 9. Хлоритовая порода. Там же. 10. Змеевик. Сугурские горы. 11. Дунит. Скважина в Тагильском массиве.

Сравнивая эти коэфициенты, мы видим резкие различия одних и сходство других. Их кислотность сохраняет пределы от 45 до 90, кроме чистого талькового сланца, где она повышается до 130.

Содержание титана ничтожно у исходных пород, обычно равно нулю и сильно возрастает с появлением роговой обманки, диопсида, граната или хлорита, что сказывается в развитии титанита. Как следствие этого парагенезиса титан появляется в породах вместе с глиноземом и водой. Обычно эти породы обогащаются и апатитом. Роль угольной кислоты выступает интенсивно только в лиственитах и тальково-карбонатных породах, где главные агенты были углекислые термы, в лиственитах содержавшие щелочи, что видно по наличию в них фуксита. Однако, в отношении щелочей можно отметить вообще ничтожную их роль, повышающуюся лишь в роговообманковых породах. Роль воды особенно возрастает в гидротермальный период, к которому относится образование хлорита и серпентина, а также талька. Содержание алюминия (*al*) высокое в хлоритовых и гранатовых породах. Содержание извести (*c*) резко повышается

в гранатовых породах. Хлорито-гранатовые породы в этом отношении близки пироксенитам, так же как и по *fm*, в то время как тальковые породы, лиственитты, хлоритовые породы и змеевики приближаются к перидотитам. Содержание магнезии (*mg*) везде одинаково высоко, но относительно снижается в гранатовых породах. Особенно интенсивно возрастает в последних отношение *c/fm*, а также роль окисного железа. Все это дает возможность сделать следующие выводы: в пневматолитическую фазу метаморфизма ультраосновных пород в контактовой области или во время собственного пути развития происходил принос глинозема, титана, фосфора и хлора. В следующую гидротермальную фазу главную роль играли вода, глинозем и угольная кислота. В зависимости от их наличия шел процесс гидратации или карбонатизации. Иногда происходило замещение кремнеземом. Карбонатизация и окремнение происходят часто в соседстве с известняками, другие процессы не связаны с ними.

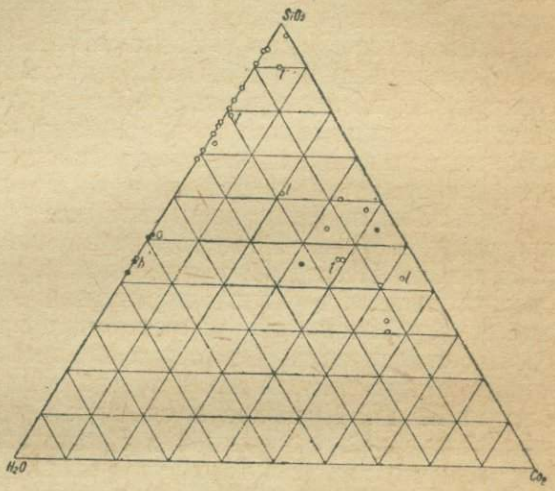


Рис. 124. Диаграмма SiO_2—CO_2—H_2O для продуктов метаморфизма пироксенитов и перидотитов.
h—хлоритовые породы; *s*—змеевики; *t*—тальковые породы *l*—лиственитты.

Накопление насыщенных пневматолитических растворов ведет к внедрению их в виде пневматических жил. Последние в основных породах горы Карабаш создали диопсид-хлорит-гранатовую жилу интрузивного типа, в гидротермальной фазе которой принесено золото. Последнее связано и с лиственитами. Зоны рассланцованности змеевиков в Миасской даче носят также золото (по данным А. П. Смолина). Хлоритовые, карбонатовые и тальково-карбонатовые породы служат огнеупорными материалами, а среди змеевиков гидротермальная фаза вызвала местами образование асбеста. При гидротермальной переработке пироксенитов и перидотитов, по мнению А. П. Карпинского, происходит накопление хромита в змеевиках, концентрация которого идет за счет окиси хрома, рассеянного в составе силикатов первичных пород.

Гидротермальные процессы в пироксенитах и перидотитах могут быть сведены в основном к трем типам: окварцевание, гидратизация и карбонатизация. Остальные типы метасоматоза обычно сопутствуют этим. Мы можем видеть степень изменения пород и ту или иную роль агентов метаморфизма на диаграмме $SiO_2 - CO_2 - H_2O$, причем SiO_2 первичная от вторичной неотделима. На диаграмме (рис. 124) видно положение значительной части анализов змеевиков, тальковых и хлоритовых пород и лиственитов. Неизмененные по-

роды, как чистые силикаты, должны иметь положение в точке SiO_2. На линии $SiO_2 — H_2O$ расположены анализы тальковых пород и пород, подвергшихся частичной серпентинизации. Лиственитьі и другие карбонатовые породы расположены внутри треугольника, и степень карбонатизации может характеризоваться приближением к точке CO_2. Мы видим, что наиболее богаты водой хлоритовые породы.

Гидротермальный метаморфизм основных и средних изверженных пород. Основные и средние изверженные породы подвержены также гидротермальному метаморфизму. Обычно при этом появляются характерные гидротермальные минералы. Начальная стадия процесса сказывается в образовании амфибола, актинолита или уралита за счет первоначального пироксена. Последний или присутствующая вместо него роговая обманка замещаются вторичными амфиболами, нередко в виде прорастающих друг друга неделимых, образующих псевдоморфозы, обрастающие их края в виде волокнистых щеток, вдающихся в окружающие минералы. При одновременном раздавливании происходит расщепление минерала на волокна и рост последних изолированно от первоначальных зерен.

Дальнейшая фаза изменения следует согласно реакционному принципу Боуэна. Нередко можно наблюдать переход амфибола в биотит. Последний в сланцеватых породах, особенно в перекристаллизованных в сланцы порфиритах и туфах, сохраняет игольчатые формы актинолита и отличается яркими красно-коричневыми тонами плеохроизма. Эта серия минералов развивается и при метаморфизме кремнистых сланцев, для которых она характерна. Ее наблюдал Е. А. Кузнецов в сланцах Среднего Урала и в частности в Соймоновской, Сысертской и Кушвинской дачах, а В. С. Коптев-Дворников установил верхнесилурийский возраст подобных биотитовых кремнистых роговиков Миасской дачи.

Дальнейшим этапом является хлоритизация. Последняя охватывает весь темноцветный ряд. При сильном стрессе хлорит распределяется в массе пород, пропитывая волокнами все их минералы. Хлоритизации подвергаются иногда и полевые шпаты. Развивающийся хлорит представлен клинохлором или пеннином, но точных анализов выделенного минерала этих пород не имеется. Характерно, что хлоритизация иногда захватывает внутренние части зерен, не трогая периферии, и среди хлоритовых псевдоморфоз сохраняются прожилки амфибола. Это объясняется температурой действовавших растворов. Более сильно нагретые в трещинах и по периферии зерен, они производили метасоматоз пироксена в амфибол, а порции их, проникавшие внутрь зерен, охлаждались и производили хлоритизацию.

Полевошпатовые минералы основных пород при гидротермальном метаморфизме подвергаются обычно эпидотизации, соссюритизации, замещению цоизитом и клиноцоизитом или серицитизации. В статическом состоянии это приводит к образованию соссюритовых габбро или диоритов или к таким же процессам в эффузивных породах. В динамическом процессе породы рассланцовываются; перекристаллизация ведет к перераспределению минералов и возникновению новых структур, причем развиваются разнообразные зеленые сланцы, — эпидот-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые и другие подобные им породы. Выделение эпидота влечет освобождение аль-

битовой молекулы и альбитизацию плагиоклаза. Наиболее детально этот процесс описан в монографии Н. Н. Смирнова.

Рудный метаморфизм

Гидротермальные процессы особенно энергично проявились в различных рудных месторождениях гидротермального типа. Энергичная циркуляция растворов, отлагавших руду, происходила по открытым или закрытым трещинам, путем просачивания, фильтрации и метасоматоза. Наибольшей известностью пользуются из них колчеданные месторождения. Их развитие приурочено к тектоническим зонам, по которым происходило раздавливание метаморфизуемых пород. В этих случаях мы имеем образование хлоритовых и серицитовых сланцев, большею частью с кварцем или почти исключительно с последним и только с незначительной примесью серицита и хлорита. Не подлежит сомнению, что большая часть хлоритовых сланцев произошла путем метаморфизма порфиритового материала, богатого темноцветными минералами и основным стеклом. Однако, хлоритизации подвергаются также породы кислого ряда. Причиной этого явления служит циркуляция растворов, перенос и переотложение ими материала в новых местах путем обменных реакций и замещения одного материала другим.

Отложению хлорита благоприятствовал также и состав рудных растворов, несших большое количество железных солей.

Большинство месторождений обнаруживает тесную связь хлорита с пиритом. Последний одевается ореолами кварца и хлорита.

Гораздо более важными признаками рудного метаморфизма являются процессы серицитизации. Последние проявляются почти исключительно в кислых породах; ими охвачены альбитофиры и кварцевые альбитофиры, плагиоклазовые порфириты и более молодые дайки гранит-порфиров. Последние случаи наблюдались в Кыштымской и Каслинской дачах и на севере, в районе рудника III Интернационала. Данные Уральской медной экспедиции показали, что в дислокационных серицитовых зонах оказались захваченными и плагиограниты и кварцевые диориты (Левиха); то же мы наблюдаем и в Красноуральском районе. Нередко серицит сопровождается хлоритом и эпидотом, но последний редко встречается в рудной толще и, повидимому, при рудных процессах чаще оттоняется в стороны или уносится выше. При процессе метаморфизма происходит калиевый, кремнекислый и сульфидный метасоматоз. Пирит окружается венчиками серицита. В редких случаях начальная фаза метаморфизма сопровождалась элементами пневматолиза. Так, в Соймоновской долине, в Сталинском руднике, в кварцеватых колчеданах, наряду с серицитом Е. А. Кузнецов наблюдал многочисленные кристаллики турмалина. Апатит является обычным компонентом как в руде, так и особенно в серицитовых сланцах. В некоторых случаях эта начальная, более высокая температура процесса отразилась на образовании каемок актинолитовых сланцев и наличии актинолит-асбеста в пирите (Белая Речка). В дальнейшем они перешли в хлоритовые сланцы. Вероятно, тем же обусловлено и наличие во многих рудах арсенопирита (гипотермальные процессы).

Вместе с серицитизацией иногда наблюдается и бариевый метасоматоз (барит), а также карбонатизация.

Очень часто вместо серицитизации и хлоритизации наблюдается окварцевание. Массивные кремнистые породы, состоящие из роговикового кварца, содержат на поверхности пустоты выщелоченных сульфидов или лимонитовую вкрапленность. В других случаях изменения выражаются в сильной каолинизации. В Красноуральском районе, по данным Л. М. Афанасьева, каолинизация приурочена к краевым частям зоны метаморфизма, к более холодным процессам. Иногда все указанные изменения происходят в массивных, нерассланцованных породах, образуя кремнистые, кремнисто-серицитовые или кремнисто-каолиновые породы. Температура процесса здесь, повидимому, была та же, но явление не сопровождалось истиранием пород. Это наблюдается в более спокойных, мало нарушенных районах севера (Павдинская дача, Богословский округ) и юга (Таналык-Баймак). Е. С. Федоров и Л. Дюпарк называли подобные породы кварцитами (Гусевский рудник).

Процессы гидротермального метаморфизма затронули и ортофиры среднего девона. Е. А. Кузнецов наблюдал их рассланцованность и очень слабую серицитизацию в Черноисточенской даче. И. С. Васильев дает анализы серицитизированных ортофиров («беляки») из рудника Сапальского, около Тагила.

Все указанные процессы химически еще слабо разработаны, но имеется ряд анализов, посвященных этому вопросу. Часть из них мы и приводим в настоящем изложении:

Таблица 156

Химический состав продуктов метаморфизма изливших пород Урала

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	32,73	51,74	3,06	12,47	152,2	0,33	0,14	0,58	0,06
2	26,55	48,65	15,93	8,87	150,1	1,09	0,04	0,65	0,33
3	38,88	49,75	3,63	7,74	252,8	1,38	1,00	0,71	0,07
4	76,10	4,74	3,52	15.64	158,3	3,00	0,88	0,75	0,75
5	55,45	1,02	28,55	14,98	1929,3	0,00	0,29	Следы	28,00
6	5,76	92,28	0,86	1,10	45,2	0,88	0,33	0,33	0,009
7	25,92	37,11	23,91	13,06	149,5	—	0,50	0,48	0,64
8	37,68	24,69	5,96	31,67	258,3	—	0,47	0,37	0,24

1. Альбитофир. Красноуральск. 2. Альбитофир. Красноуральск. 3. Хлоритовый сланец. Красноуральск. 4. Серицитовый сланец. Красноуральск. 5. Серицитовый сланец. 6. Хлоритовый сланец. Карпушиха. 7. Ортофир. Месторождение Сапальского. 8. „Беляк". Месторождение Сапальского.

Сравнивая анализы альбитофиров Красноуральского района с хлоритовым и серицитовым сланцем того же района, мы видим, что второй из них по кислотности не отличается от исходного альбитофира, в то время как карпушинский серицитовый сланец содержит необычайно много кремнезема. Это дает широкие пределы колебаний в содержании кварца этих пород. Практически наблюдаются породы, не содержащие кварца и состоящие из серицита с примесью хлорита до чистого кварца, к которому приближается анализ № 5. Чистые кварцевые сланцы не содержат щелочей. Хлоритовый сла-

нец Красноуральска (№ 3) сильно обогащен *si*, что свидетельствует о наличии свободного кварца.

Такой же сланец Калаты (№ 6) беден *si* и отвечает составу хлорита с рудным минералом.

Содержание *al* резко возрастает в серицитовых сланцах. Если в анализе № 5 оно снижено, то это объясняется наличием флюорита, дающего содержание извести. Содержание *al* в хлоритовых сланцах снижено. В Красноуральском сланце (№ 3) оно высоко вследствие наличия серицита.

Величина *alk* остается на одном уровне, сильно снижаясь в чистых хлоритовых сланцах (№ 6). На самом деле, однако, происходит сильный калиевый метасоматоз, ясно различаемый в величине *k*. Низкая в альбитофирах, она поднимается до 1,00 в серицитовых сланцах. Это свидетельствует о привносе калия и выносе натрия. Состав серицита соответствует мусковиту, несколько обогащенному водой сравнительно с калием. Анализы карпушинских и калатинских сланцев показывают наличие калийно-натровых слюд в серицитах, что обусловливает снижение *k* до 0,29—0,33.

Величина *c* ничтожна. Она велика только у карпушинского сланца (№ 5), вследствие наличия в нем флюорита, что снижает величину *al*.

Величина *fm* свидетельствует о хлоритизации и анализы № 1 и 3, а также, особенно, № 6 соответствуют хлоритизированным альбитофирам и хлоритовым сланцам, тогда как № 4 и № 5 свободны от *fm*. Роль *mg* при этом везде значительна, вследствие наличия хлорита. Только в № 5 *mg* ничтожен и в № 6 незначителен, вследствие наличия железа и марганца. Отношение *c/fm* незначительно, кроме № 5, в котором развит флюорит.

Сравнение анализа ортофира рудника Сапальского с происшедшей из него серицитизированной породой («беляк») показывает, что процесс гидротермального изменения сопровождался увеличением кислотности *si* и *al*, *alk*, уменьшением *c* и *fm* и *c/fm*, увеличением роли окисного железа и сильной гидратацией.

Кроме указанного, большинство пород содержит сульфиды, апатит, кальцит (мало), и некоторые содержат довольно много флюорита. Титановые продукты сильно количественно возрастают (от 0,33—1,09 до 1,38—3,00).

Из анализов видно, что метаморфизм при образовании колчеданных месторождений и без них, в зонах дислокаций, к которым они приурочены, имел характер калиевого, кремневого метасоматоза, часто магнезиального и сульфидного метасоматоза и в некоторых особенных случаях фтористого (Карпушиха, Юрьевка и др.). Однако, последний и в этих случаях играет ничтожную роль, будучи развит в единичных пунктах. Магнезиальный метасоматоз стоит, вероятно, в связи с тем, что растворы на их пути проходили через магнезиальные породы (змеевики) и насыщались магнезией. То же могло произойти и при прохождении через порфиритовые толщи.

Процесс хлоритизации порфиритов наблюдается также и около кварцевых жил. Но в последнем случае чаще проявляется эпидотизация. Она приводит к развитию эпидозитов. Из боковой породы почти нацело удаляются другие компоненты и остаются эпидот и кварц в зернистых агрегатах. Часть эпидота проникает и

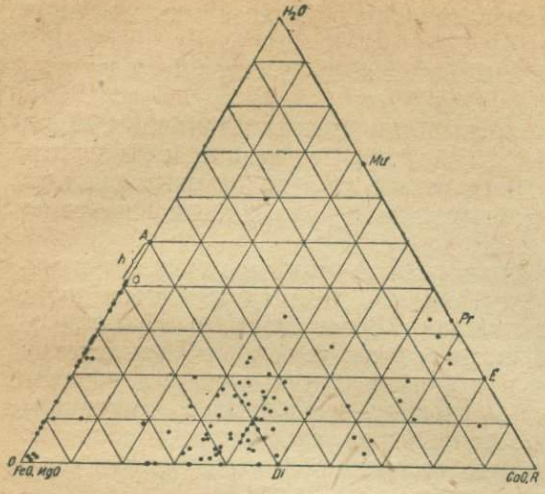


Рис. 125. Вариационная диаграмма гидратизации пород Кытлымско-Тагильского интрузивного комплекса.

h—хлорит (*A*—амезит; *s*—серпентин); *O*—оливин; *Di*—диопсид; *E*—эпидот; *Pr*—пренит; *Mu*—серицит.

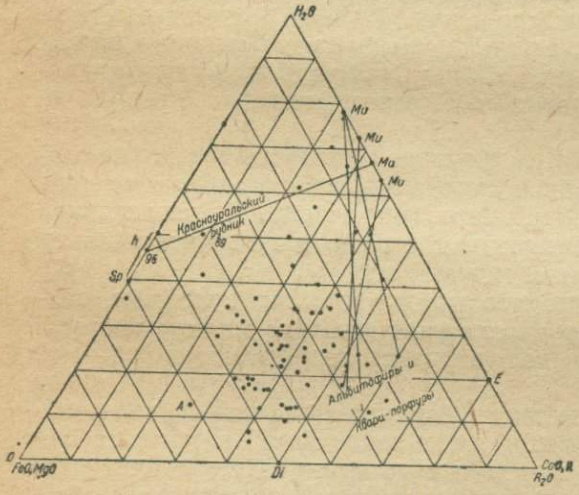


Рис. 126. Диаграмма процессов гидрометаморфизма эффузивных пород Урала.

Sp—серпентин; *h*—хлорит; *E*—эпидот; *Di*—диопсид; *O*—оливин; *A*—амфибол; *Mu*— усковит.

внутрь жил, выделяясь в них столбчатыми кристаллами вдоль зальбандов.

В Соймоновской долине Е. А. Кузнецов наблюдал одновременное поглощение эпидотового и хлоритового материала с дифференцированным выделением в кварцевых жилах. Эпидот кристаллизовался в инъекциях жилы по сланцеватости вплоть до полной эпидотизации прожилков и смешения с боковой породой, в то время как хлорит выполнял поперечные апофизы. Вероятно, здесь играло роль боковое давление, большое в согласных инъекциях и незначительное в секущих, а может быть и обусловленное им избирательное растворение компонентов боковой породы прожилками.

Степень гидратизации горных пород Урала может быть изображена диаграммой, в которой нанесены на треугольник компоненты, играющие роль во вторичных минералах лейкократового и меланократового ряда. Это MgO и FeO, с одной стороны, и CaO и R_2O с другой. При гидратизации темноцветных, содержащих кальций, последний отходит обычно в эпидот или кальцит, если с водой циркулирует и угольная кислота. Те же продукты получаются и из полевых шпатов. На рис. 125 мы видим точки анализов пород Кытлымско-Тагильского основного массива.

Степень хлоритизации и эпидотизации различных пород или серпентинизации перидотитов ясно видна по положению анализов. Из них есть и почти сухие породы.

На рис. 126 мы видим подобную же диаграмму для излившихся

пород зеленокаменной зоны. Здесь степень гидратизации выражена резче. На линии $h - c$, alk мы видим вверху точки мусковита из анализов кварцево-серицитовых сланцев, причем некоторые из них соответствуют почти теоретическому мусковиту или слюде мусковито-парагонитового ряда, другие же отличаются богатством водой за счет щелочей. Другие анализы хлоритовых сланцев помещаются ближе к минералам хлоритового ряда, причем если порода приблизительно состоит из двух компонентов, можно по положению точки видеть их соотношение например, хлоритовый сланец № 69 из Красноуральска, содержащий серицит и пеннин железистого ряда (№ 96). В то же время мы видим, что кислые породы, богатые лейкократовыми минералами и помещающиеся справа диаграммы, имеют тенденцию к серицитизации. Родственные из них соединены линиями. Общий характер диаграммы показывает, что степень гидратизации эффузивных пород значительно превосходит таковую интрузивных, что вполне понятно из их геологической роли.

Инъекционный метаморфизм

Инъекция магмы аплито-пегматитового состава в породы кровли, ведущая иногда к смешению их с магмой, наблюдается только в глубоких зонах Урала, преимущественно на восточном склоне. Классическим районом, отмечавшимся в литературе, является Каслинско-Миасский, где на обширной площади развиты гранито-гнейсы с инъекциями пегматитов, многочисленными полосами инъецированных осадочных и изверженных пород. Эти явления описаны А. Н. Заварицким, Д. С. Белянкиным и Е. А. Кузнецовым. Последний вместе с В. С. Коптев-Дворниковым подвергли анализу процессы инъекций аплито-пегматитового материала в основные породы.

А. Е. Ферсман описал подобные же инъекционные явления изумрудных копей. Инъекционные процессы совершались интенсивно в районе Алабашки — Мурзинки, где они еще не подвергались детальному исследованию. Е. А. Кузнецов наблюдал интенсивные явления инъекций по р. Тагилу в районе дер. Прянишниковой.

Менее интенсивно явления инъекций выражены в амфиболитовой зоне Тагильского габбрового массива, где в амфиболитах наблюдались типичные явления внедрения аплитового материала. Тоже можно отметить и для центрального уральского гранита.

Типичные явления инъекций в Миасско-Каслинском районе охватывают осадочные породы, представленные кварцитами и реже кремнистыми сланцами, иногда содержащими примесь графита. Они сложены в сильно сдавленные складки. Особенно хорошо наблюдаются инъекции в искуственных выработках Карабашской железной дороги у оз. Сугомак и Челябинской железной дороги восточнее Миаса. Около оз. Сугомак жилы пегматитов проникают в складчатую зону, разрывая слои, потом проникают по слоям складок, смяты вместе с ними и сложены в складки. Это свидетельствует, что инъекция происходила под давлением во время складчатого процесса. Магматические инъекции дальше перетирались в жидком состоянии по плоскостям сланцеватости, проникали по ним далее, отшнуровываясь от массы прожилков и превращались в отдельные глазки пегматита среди кварцитового материала. Так обра-

зуются глазчатые гнейсы. Повидимому, процессы пневматолиза влекли иногда к растворению осадочного материала, и в одной из выемок наблюдался прожилок кварцитовой породы с графитом, рассекающий актинолитовую породу.

Состав пегматитов района сильно колеблется: то они представлены типичными разностями, то переходят в кварцевые жилы, иногда содержащие редкие крупные кристаллы калиевого полевого шпата.

Вероятно, контактным влиянием гранитной магмы объясняется наличие в кварцитах таких минералов, как силлиманит, кордиерит или кианит, ставролит и гранат, которые наблюдаются часто в кварцитах и слюдяных сланцах Урала как на восточном склоне, так и в Центральном хребте. На Уфимских горах в Кыштымской даче развиты грубозернистые слюдяные и кианитовые кварциты. В них наблюдаются выделения, в которых мусковит и кварц в гигантских зернах прорастают друг друга. Они представляют, вероятно, инъекции переработанного флюидами субстрата.

Инъекция гранитной магмы в основные и ультраосновные породы влечет к глубокому их метаморфизму, смешению с магматическим материалом и автометаморфизму самих даек в плагиоклазиты или кыштымиты.

Метаморфизм пегматитов идет иногда в сторону накопления в них граната или эпидота. Последний случай наблюдается на западном конце города Кыштыма. Здесь пегматиты вторглись в основные породы, отчасти инъецируя их, отчасти проникая по трещинам отдельности, и тогда они насыщаются эпидотом, вероятно, в гидротермальную фазу развития. Появление граната является обычным. В пегматитах вблизи оз. Увильды произошло поглощение змеевика и образование выделений пегматитовых сростков кварца и кордиерита, резко обособленных в теле пегматита.

Характер метаморфизма основных пород в зонах инъекций близок к условиям контактового метаморфизма, и мы находим здесь те же минеральные ассоциации — гранат, диопсид, бронзит, роговая обманка, актинолит, эпидот, биотит, хлорит, тальк, серпентин, развивающиеся при реакции с пегматитами. Особенно рельефно наблюдались эти процессы Е. А. Кузнецовым в Кыштымской даче около оз. Увильды, далее на Борзовке и во всей Борзовской полосе амфиболитов и змеевиков, а также в других районах Кыштыма и Сысертской дачи. Около оз. Увильды они развиты в контактах с пегматитами, что и делает очевидным их генезис.

Динамометаморфизм

Явления динамометаморфизма развиты на Урале в двух формах. К первой из них относятся деформации разрывов, ведущие к раздроблению горных пород, созданию тектонических брекчий. Подобные процессы имеют обычно локальное значение и развиты вдоль тектонических разрывов. Так, в зонах сланцев колчеданной полосы горными работами в Карпушинском и Левихинском рудниках Верхнетагильской дачи в серицитовых сланцах вскрыты огромные тектонические глыбы нерассланцованных порфиритов. Структура серицитовых сланцев иногда носит также следы брекчиевидного характера

первоначальных пород, возможно, туфового типа. В Кыштымской даче по железной дороге к горе Егозе находится небольшая линза белого мрамора, зажатая в амфиболитах. Сильно смятый мрамор содержит включения глыб кварцитов, гранит-порфира, жильного кварца и амфиболитов. В районе близко нет этих пород, кроме амфиболитов. Следовательно, мрамор получил их при длительном движении во время дислокаций, при которых он поставлен в современное положение, захватив эти породы при скольжении по ним. Крупные тектонические брекчии можно видеть в зонах скольжения. Они указаны в главе тектоники Миасско-Сысертского района и других статьях автора.

Образование милонитов описано Е. А. Кузнецовым в Кыштымской даче. Им произведено сравнение химического состава гранито-гнейса и происшедшего из него милонита (табл. 157).

Таблица 157

Изменение химического состава гранито-гнейсов при милонитизации

№ анализов	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/mf*
1	46,0	9,6	7,5	37,0	33,1	0,5	0,54	0,24	0,78
2	31,50	31,30	9,42	27,18	244,5	1,21	0,48	0,38	0,30

1. Нормальный гранито-гнейс. 2. Милонит гранито-гнейса.

Сравнение показывает резкое уменьшение кислотности *si*, увеличение титана *ti*, гидратации *h*, уменьшение *al* и *alk*, увеличение *fm*, *mg* и уменьшение *c/fm*. Это стоит в связи с развитием биотита, накопляющегося в милонитах района. Аналогичное показано Е. А. Кузнецовым и для милонитов миаскитового типа, а также известно и из литературы (Ниггли. Метаморфизм горных пород).

На Урале известно и образование брекчий *in situ*, переходящих в типичные какириты. Как разительный пример их можно указать на колчедан некоторых забоев Дегтярского рудника с обилием зеркал скольжения. При прикосновении к нему молотка он осыпается в больших массах, останавливаясь на новых плоскостях скольжения. Аналогичные явления в горных породах часто наблюдаются, но не достигают такой силы.

Динамометаморфизм без разрыва, происходящий путем скольжения и одновременной химической перекристаллизации, распространен всюду и влечет к образованию сланцев. Все вышеописанные метаморфические породы при участии стресса переходят в соответственные сланцы. Последние встречаются чаще, чем массивные разности. Так получаются хлоритовые, тальковые, актинолитовые, роговообманковые сланцы, амфиболиты, слюдяные сланцы и др.

Региональный метаморфизм

Глубина тектонического разреза и высокая температура магматических очагов вместе с минерализаторами, удалявшимися из них, повлекли различный тип метаморфизма в разных частях Ураль-

ской области. Какой из факторов играл наибольшую роль, выяснить трудно, но факт меньшего метаморфизма синклинальных зон, несмотря на их погружение, свидетельствует о большей роли второго из них. Какие же признаки регионального метаморфизма антиклинальных зон? Наиболее ярким примером глубинности метаморфизма в Кыштыме служит отмеченное Е. А. Кузнецовым и В. С. Коптевым развитие вторичного оливина в оливиновых породах Борзовки. Там же и во всей зоне Кыштыма часто наблюдается образование вторичного метаморфического бронзита и диопсида. Эти минералы растут на оливиновом или диаллаговом субстрате, захватывая и поглощая много зерен путем метасоматоза и вырастая иногда в крупные лучистые скопления. Многие породы, принимавшиеся за актинолитовые в поле, оказались бронзитовыми или диопсидовыми. Таковы породы с 15 *км* Карабашской дороги, с западного склона Собачьих гор, с Борзовки, с восточного берега Сысертского пруда. В последнем пункте бронзит развит вместе с карбонатом, образовавшимся путем метасоматоза.

Исследование химизма оливина определенного по $2V$ и бронзита Борзовки показало, что они очень близки, и бронзит получается путем присоединения SiO_2 без глубокого химического преобразования.

В тех же условиях чрезвычайно часто развиваются диопсид-гранатовые, диопсид-шпинелевые, оливиново-шпинелевые и другие породы в контактах с гранитными дайками. Те же породы залегают иногда в виде даек в связи с переработкой субстрата, в котором они залегают или через который они проходили при вторжении. Флюидные гранитные растворы, являясь чрезвычайно активными и подвижными, оказываются очень способными к реакциям с окружающими породами.

Среди кварцитов и гнейсов признаками глубокой зоны метаморфизма являются на Урале силлиманит и кордиерит. Первый чрезвычайно часто встречается в Кыштымском, Каслинском и Миасском районах. Второй минерал реже и констатирован в окрестностях Борзовки.

Характерными породами основного ряда в области гнейсов Каслинско-Миасского района являются оливин-бронзитовые и бронзитовые. Высокая температура помогает сохранению в глубоких зонах оливиновых пород.

Соответственно этому среди амфиболитов мы часто встречаем основной плагиоклаз, остатки пироксена или даже пироксен-плагиоклазовые сланцы и массивные породы.

Типичными минералами средней температурной зоны метаморфизма являются роговая обманка, актинолит и ромбические амфиболы, — антофиллит и гедрит. Они широко распространены среди ультраосновных пород контактовых зон и представляют то крупнолучистые массивные породы, то мелкокристаллические сланцы. Они детально описаны в работе о Борзовском месторождении корунда.

Типичным минералом в тех же условиях для кварцитов на Урале является кианит. Кианитовые кварциты и сланцы известны в Центральном Урале Кыштыма; они констатированы В. С. Коптевым-Дворниковым в Сысертской даче и Д. С. Белянкиным у Каслинского завода, вне полосы гнейсов. Амфиболиты этих зон содержат обычно средний плагиоклаз-олигоклаз и андезин. Примерами подоб-

ных амфиболитов служат амфиболиты Центрального Урала в Кыштыме. Многие амфиболиты Тагильского основного массива, в их внутренних частях тоже соответствуют этому составу.

Характерна для них часто наблюдающаяся обратная зональность с более кислым ядром и основной зоной с постепенным переходом зон.

Верхняя зона метаморфизма с низкой температурой характеризуется развитием магнезиальных гидросиликатов и альбита. Типичными породами являются хлоритовые, тальковые, кремнистые, серицитовые сланцы, эпидозиты и другие. Породы свиты М в районе севера Среднего Урала и далее к северу представлены альбитовыми и эпидотовыми амфиболитами обычно с актинолитом, или с глаукофаном, мусковитовыми и хлоритовыми сланцами и слюдяными и графитовыми кварцитами. Те же породы в Кыштыме обычно редко содержат эпидот, среднезернисты и содержат более основной плагиоклаз. Габбро-амфиболиты западного контакта Тагильского массива обычно представлены соссюритовыми амфиболитами.

Актинолит и тремолит являются переходными от условий средних температур к низким. Они встречаются часто в альбитовых и эпидотовых амфиболитах. Зеленокаменная свита в районе Тагильского массива при метаморфизме была превращена в эпидот-альбит-амфиболитовые сланцы.

Зеленокаменные и другие породы синклинальных зон обнаруживают обычно все признаки эпиметаморфизма, иногда с переходом к мезозоне. Все породы их были подвергнуты метаморфизму и в краевой области изменены глубже. Метаморфизующие растворы проникали в породы по трещинам, образуя жилы или путем просачивания, ориентируясь главными направлениями сланцеватости. Вследствие этого, а также и вследствие различия в возрасте при движении к западу от магматического Урала степень метаморфизма постепенно падает, и региональный метаморфизм все более сменяется локальным, приуроченным к зонам смятия или к контактам с изверженными породами. На восточном склоне молодые карбоновые образования в общем также менее метаморфизованы. Однако, и здесь, как уже отмечалось, роль магматических масс огромна. Огромна и роль стресса. Если на севере и юге Уральской области часто встречаются порфириты, сохранившие свежую стекловатую массу, то в средней части Урала этого никогда не бывает, а часто даже нельзя определить природу первоначальной породы.

В течение медленного остывания температура интрузий и окружающего пространства постепенно падала. Фаза пневматолиза в контакте сменялась сначала условиями высоких гидротерм, далее низкими температурами термальных процессов эпизоны. Вероятно, этот процесс шел в общем согласно с тектоникой, с поднятием и разрушением. Падение температуры вызывало смену минералогических ассоциаций. Поэтому наряду с породами глубинной ассоциации мы находим новообразования низкотемпературных минеральных сообществ, последовательно образующихся за счет первых, и по остаткам их мы судим о прежнем более или менее широком их развитии. Так, в Каслинской даче, в контакте с гранитогнейсами мы находим сильно серпентинизированные (хризотил)

оливин-бронзитовые породы, сопровождаемые плеядой следующих за ними минеральных ассоциаций низких температур. С удалением от контакта находим только актинолитовые и другие породы и сланцы без следов более глубоких ассоциаций, которых и не было, но с более низкотемпературными хлоритовыми, тальковыми сланцами.

Еще далее по простиранию от несогласного с ним контакта они сменяются хлоритовыми, тальковыми и кремнистыми породами и сланцами, среди которых сохраняются участки антигоритового змеевика — серпентинизированных остатков сохранившихся первоначальных пород. Такая закономерность, наблюдаемая в нескольких полосах, ясно указывает на зональность явлений метаморфизма и на последовательное наложение различных фаз друг на друга во внутренних, глубоких зонах.

7. Полезные ископаемые

Столь богатая событиями интрузивная и эффузивная жизнь Урала естественно дала обильные плоды в виде месторождений разнообразных металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Габбро-перидотитовые интрузии принесли с собою разнообразные полезные ископаемые. Главнейшими из них являются платина, хром, никель, железные и медные руды.

Платина, являющаяся одним из характернейших ископаемых, связанных с дунитами, служила до последнего времени почти монопольным объектом добычи этого металла в мире. Она встречается в дунитовых массивах, связанных с габбро Северного и Среднего Урала. Не все дуниты и перидотиты являются платиноносными, а только те, которые приурочены к западной окраине зеленокаменной полосы и связаны с габбро. Это обычно небольшие дунитовые массы, окруженные со всех сторон габбро-амфиболитами или прилегающие к последним по границе с метаморфическими сланцами. Большие перидотитовые массивы севера лишены платины. Точно также платина неизвестна, или известна только в виде признаков, в связи с перидотитами восточной контактовой зоны зеленокаменной полосы, или других массивов этих пород. Платиновые металлы, — осмистый иридий — добывались на восточной полосе перидотитов у Невьянска, близ Верхнего Тагила.

Такая локализация свидетельствует об особенном геологическом значении платиноносного массива и тот факт, что перидотиты в нем играют подчиненное значение представляют большую теоретическую загадку. Платина приурочена в главной массе к хромитовым шлирам, которые также разделяются на платиноносные и неплатиноносные, представляя, повидимому, два поколения этих образований. Генезис платины освещен в работах А. Н. Заварицкого и А. П. Карпинского. Платина в большей части своей относится к последним моментам магматической жизни, к пневматолитической и магмато-пневматолитической фазе развития пород.

То же, что говорилось о платине, можно сказать и о хроме. Последний распространен шире и нет ни одного более или менее значительного массива пироксенитов или перидотитов, где бы не

были известны скопления хромита. Наиболее известны месторождения Миасской дачи, Халилова, Верблюжьей горы, Гологорское у ст. Хромпик и Сарановское в древнем палеозое у ст. Бисер на Горнозаводской железной дороге. Хромит рассматривается или как первичные сегрегации или чаще как жилы пневматолитического периода кристаллизации. А. П. Карпинский указал, что хромит концентрируется часто в виде жил при метаморфизме перидотитов и пироксенитов в змеевики, в первоначальных же породах хром бывает рассеян в химическом составе минералов этих пород.

Никель не встречается в первичных концентрациях. Редко известна вкрапленность в змеевиках никелевого колчедана, не имеющая практического значения. Гораздо большее значение имеют вторичные месторождения никеля, связанные с окварцеванием змеевиков в связи обычно с известняками. Здесь никель концентрируется в виде вторичных никелевых силикатов типа ревдинскита, нумеита и гарньерита. Эти месторождения связаны с зонами разломов, где известняк и змеевик приведены в механическое соприкосновение и омываемые гидротермальными растворами претерпели окремнение с выделением силикатов никеля. Наиболее известны месторождения Тюленевское у Верхнеуфалея, Черемшанское там же, Ревдинские месторождения по главной северо-западной линии и в Кыштымской даче. В Салдинской даче в подобных же кремнистых породах Е. А. Кузнецов наблюдал вкрапленность апатита и пирита, но без никеля. Подобные же месторождения известны в Халилове, где они произошли в зоне древнего мелового выветривания змеевиков.

Железные руды известны в виде магнитного железняка. Последний, выделяясь в конце магматического периода кристаллизации магмы или в начале пневматолитического, часто скопляется в продуктах остаточной магмы вместе с титаном и фосфором. Так произошли концентрации магнетита в сидеронитовых дунитах и косьвитах. Таким же образом они получились и в габбро. Титано-магнетитовые руды горы Магнитной в Первоуральской и горы Магнитки в Саткинской дачах являются подобными примерами. Месторождение магнетита горы Евстюниной и Волковской и ряд месторождений Лайской дачи относятся сюда же.

Концентрация последней магмато-пневматолитической фазы в местах контактов и пневматолитический метасоматоз этой фазой окружающих пород, известняков и туфов, создали месторождения сиенитового массива горы Высокой и Благодати и аналогичных гранодиоритовых массивов Богословского округа (Турьинские рудники). В совершенно аналогичных условиях, но в дальнейшей гидротермальной фазе процесса образовались медные руды Турьинских рудников и горы Высокой (Меднорудянск). Медные руды известны в гидротермальной фазе и среди габбро Волковской горы Лайской дачи около Кушвы, а также в аналогичных условиях в Вознесенском диоритовом массиве Южного Урала.

Неметаллические ископаемые, связанные с габбро-перидотитовыми массивами, представлены следующими: главным объектом добычи является асбест. Месторождения его в Баженове являются всемирно известными. Кроме того, имеются месторождения Красноуральского рудника, Останинское месторождение и месторождение

Абзаковское на Южном Урале. Образование асбеста относится к гидротермальной фазе, обычно связываемой с влиянием жидких кислых остатков кристаллизовавшегося очага или же более молодой интрузией гранитной магмы. Водные растворы циркулировали по трещинам в перидотитах и создали прожилки асбеста, путем перекристаллизации уже образовавшегося ранее змеевика.

К такого же рода продуктам взаимодействия кислых пород и перидотитов относятся и месторождения изумрудов, являющихся продуктом реакции гранитного расплава, принесшего бериллий, и змеевика, содержащего хром. П. П. Пятницкий считает хром принесенным пегматитами.

Необходимо отметить также месторождения актинолитового или антофиллитового асбеста, известного в змеевиках к западу от Сысертского завода. Защемленные в качестве кровли среди гранитного массива перидотиты претерпели здесь перекристаллизацию в антофиллитовые и другие породы, часть из которых представлена асбестированной разностью.

Тальковые породы, служащие для добычи талька или как огнеупорный материал, являются наиболее частой породой в районе Среднего Урала, где под влиянием сжатия, более древние породы перидотитовой магмы подверглись воздействию гранитов.

Надлежит отметить также приобревший в последние годы большое практическое применение вермикулит — биотит, лишенный щелочей, месторождение которого издавна было известно около оз. Булдым в Каслинской даче.

Наконец, необходимо отметить месторождения магнезита, связанные с гидротермальным изменением змеевиков водами, циркулировавшими в трещинах. Большого значения они не имеют.

Среди змеевиков встречаются месторождения золота. Эти последние, однако, связаны обычно с продуктами метаморфизма ультраосновных пород, и, вероятно, золото привнесено в них гидротермами более поздних интрузий. Таковы некоторые находки в Миасской даче и в Южном Урале или знаменитое Карабашское месторождение, где золото связано с дайкой диопсид-хлорит-гранатовой породы.

Интерес также представляет и золото, встреченное на горе Крестовой в Соймоновской долине и связанное с прожилком серпентина в змеевике.

С гранитным комплексом горных пород также связаны многочисленные полезные ископаемые. Многие из них уже отмечены выше. Такие ископаемые, как асбест, тальк, золото, вермикулит и изумруды связаны по существу с гранитными породами, хотя и приурочены к основным перидотитовым массивам.

Золото имеет широкое распространение в связи с гранитными интрузиями. Оно встречается в породах кровли или среди гранитов в кварцевых жилах, или в самородном состоянии, или в виде сульфидов. В самородном состоянии оно встречается часто. В виде сульфидов оно известно в Благодатных рудниках, в Березовском районе, в Челябинске, в Кочкарском районе, Джетыгаре и др. Месторождения золота известны также по всему Уралу, но большая часть его добывается из россыпей, сконцентрировавших золото часто бедных коренных месторождений.

Медные и цинковые руды известны в виде различных типов. Из них главным являются колчеданные месторождения, разбросанные вдоль западной зеленокаменной полосы Урала. Колчеданы образовались путем деятельности гидротерм вдоль больших зон смятия и скольжения. Деятельность гидротерм сопровождалась серпентинизацией, окварцеванием, хлоритизацией и каолинизацией, реже отложением карбонатов и барита. Метаморфизму подверглись обычно плагиоклазовые порфириты, альбитофиры и альбитовые гранит-порфиры. Последние следовали по зонам расколов и смятия и сами подвергались тому же процессу. Связанные с их магматическим очагом термы шли теми же путями и подвергали породы гидротермальному метасоматозу. Таким образом созданы колчеданные месторождения Красноуральского, Тагильского, Калатинского, Дегтярского, Уфалейско-Кыштымского, Карабашского и Таналык-Баймакского районов. Они представлены обычно пиритовыми залежами в виде линз и жил с небольшим содержанием меди (1—3%), но иногда медный колчедан или цинковая обманка образуют концентрации и обособленные участки (Левиха, Карпушиха). На западе Урала, по границе свиты М с палеозоем также имеются подобные месторождения (Вишерское, Европейское и другие мелкие), а также и среди палеозоя (Блявинское).

Месторождения мышьяковых руд известны в окрестностях Челябинска и Кочкаря. Мышьяковый колчедан присутствует в небольшом количестве и в колчеданных рудах.

Сурьмяно-ртутные месторождения известны около Аятского озера в Среднем Урале.

Месторождения вольфрама известны в связи с гранитами у Боевки Каменской дачи и в Гумбейском районе. В первом они представлены вольфрамитом, во втором — шеелитом.

Молибденит встречен в породах изумрудоносной серии на Изумрудных копях и в скарнах Турьинских рудников.

Надлежит отметить ториевые руды в виде монацитовых песков Троицкого района.

Крупнейшим экономическим объектом являются железные руды, связанные с гранитами. Сюда относится крупнейшее контактовое месторождение Магнитогорска. Характерно его симметричное положение относительно Уфимского плато по сравнению с аналогичными месторождениями, но связанными с сиенитами горы Высокой и Благодати.

Примером неметаллических полезных ископаемых, связанных с гранитным рядом, являются месторождения самоцветов. Аквамарины, бериллы, топазы, аметисты, являются наиболее известными для копей Мурзинско-Липовского района. Топазы, аквамарины известны были также и в копях Ильменских гор (пегматиты).

Как минеральное сырье добывается также кварц из кварцевых жил, полевой шпат из пегматитов, нефелин из нефелин-сиенитовых пегматитов, мусковит (редок) из пегматитов, корунд из сиенитовых пегматитов и кыштымитов. Интересны месторождения наждака около Косого Брода и у Теченской фабрики близ Кыштыма. В обоих месторождениях наждак представлен хлоритоидной разностью, состоящей из хлоритоида и корунда с примесью рутила, апатита и иногда турмалина. В трещинах образуется хлоритоид и диаспор,

а в породах нередок пирит. Залежи представляют жилы и линзы в мраморах, вероятно, инъекционного типа, образовавшиеся путем растворения на глубине глиноземистого осадочного материала пневматолитовыми агентами гранитов. Осадочный материал в Теченском районе представлен хлоритоидными филлитами.

Среди свиты метаморфических сланцев и древнего палеозоя встречаются железные руды осадочного происхождения, метаморфизованные в итабириты или гематитовые сланцы. Обычно это мелкие месторождения, не имеющие большого экономического значения. Среди осадочных толщ развиты залежи бурых железняков, а в последние годы найдены также месторождения бокситов как в палеозое (на границе силура и девона), так и в мезозойских отложениях. Точно также, в каменноугольных отложениях, пермских, юрских и третичных имеются залежи углей, но мы входить в их рассмотрение не будем.

Горные породы, как таковые, являются часто прекрасным строительным или поделочным материалом.

Главнейшая литература по петрографии

1. А. Н. Алешков. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. «Мат. комисс. экспед. иссл. Ак. н.», № 18, 1929.

2. Антипов и Меглицкий. Геогностическое описание южной части Уральского хребта. СПБ. 1858.

3. В. В. Аршинов и Б. Я. Меренков. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста. «Тр. Инс. прикл. мин.», № 45, 1930.

4. О. О. Баклунд. Горные породы Полярного Урала. «Зап. Ак. наук», XXVIII, № 3, 1912.

5. О. О. Баклунд. Петрографические провинции Ильменских гор. «Геол. вестн.» III, 1917.

6. Д. С. Белянкин. Очерки по петрографии Ильменских гор. «Изв. СПБ. полит. инст.», 12, 1909 и 13, 1910.

7. Д. С. Белянкин. Петрографические исследования в Верхнеуфалейской даче на Урале. «Изв. СПБ. полит. инст.», 1911.

8. Д. С. Белянкин. Петрографическая карта Ильменских гор. «Тр. Рад. эксп. Ак. н.» № 3, 1915.

9. Д. С. Белянкин. К интерпретации Ильменского геологического комплекса. «Геол. Вестн.» V, № 1—3, 1926.

10. Д. С. Белянкин. О генезисе Кыштымско-Каслинских месторождений корунда. Сообщ. о научно-техн. раб. в респ., вып. XXIII, I Всес. съезд минерал. 1928.

11. Д. С. Белянкин. К петрографии Среднего Урала. Тр. ГГРУ» № 56, 1931.

12. Д. С. Белянкин. Лысая сопка. «Изв. ВГРО», вып. 55, 1932.

13. А. К. Болдырев. Геологический очерк окрестностей Тагила. «Мат. по изуч. Тагильск. окр.». Тагил, 1927, стр. 4—16.

14. А. К. Болдырев. Редкоземельные апатиты Лебяжинского рудника и горы Высокой на Урале. «Мат. общ. и прикл. геол.», № 142, 1930.

15. В. А. Варсонофьева. Предварительный отчет о работах в западной части юго-восточной четверти 124 листа. «Тр. ВГРО» № 289, 1933.

16. И. С. Васильев. Геологическое исследование марганцевого рудника Сапальского и Липовой горы Нижнетагильского горного округа на Урале. «Мат. общ. и прикл. геол.» № 7, 1922.

17. К. И. Висконт. О флюидальном сложении некоторых жильных пород Тургоякского гранитного штока в Златоустовском округе на Урале. Сборн. в честь двадцатипятилетия научн. деят. В. И. Вернадского. 1914.

18. Волосюк. Отчет о работе Воронцовской геолого-съемочной партии 1932. Рукопись.

19. Н. К. Высоцкий. Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале. «Тр. Геол. ком.» XIII, № 3, 1900.

20. Н. К. Высоцкий. Месторождения платины Исовского и Нижнетагильского районов на Урале. «Тр. Геол. ком.» № 62, 1913.
21. Н. К. Высоцкий. Платина и районы ее добычи. «Ест.-произв. силы Росс.» IV, ч. 4, 1925.
22. А. Гейслер. Джетыгаринский золотоносный район. «Изв. Геол. ком.» XLVIII, № 6, 1929.
23 Геологическая карта Урала 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. 1931.
24. А. Гинзберг. Об Уральском рапакивиобразном граните. «Изв. СПБ. пол. инст.» XV, 1911.
25. И. И. Горский. Детальная геологическая съемка окрестностей Каменского завода. «Тр. ГГРУ» № 47, 1931.
26. Н. Н. Дингельштедт. Геологический очерк Вознесенского и Миндякского золотоносных районов в Южном Урале. «Тр. ВГРО» № 195, 1932.
27. Н. Н. Дингельштедт. К вопросу о геологическом строении Южного Урала. «Тр. ВГРО» № 243, 1932.
28. В. С. Домарев. Месторождение Рябининская разведка на Урале. «Изв. ГГРУ», L, вып. 44, 1931.
29. В. С. Домарев. Медные месторождения Лайской дачи на Урале. «Изв. ГГРУ» X, IX, № 6, 1930.
30. Л. Дюпарк и Л. Мразек. Троицкое месторождение железных руд в Кизеловской даче на Урале. «Тр. Геол. ком.» № 15, 1904.
31. Л. Дюпарк. Медные месторождения в Сысертской даче на Урале. «Тр. геол. ком.» № 101, 1914.
32. А. Н. Заварицкий. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижнетагильского округа в 1908 г. «Зап. Горн. инст.» II, 1908.
33. А. Н. Заварицкий. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода. «Зап. Горн. инст. III, 1910.
34. А. Н. Заварицкий. Таналык-Баймакский меднорудный район. «Горн. дело» I, 1920. Прил. № 4.
35. А. Н. Заварицкий. К тектонике Урала. «Изв. Геол. ком.» т. 42, № 2, 1923.
36. А. Н. Заварицкий. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. «Изв. Геол. ком.» 1924, 361—397.
37. А. Н. Заварицкий. Материалы для изучения золотоносных районов Урала. Гумбейский и Тогузакский районы. «Мат. общ. и прикл. геол.» № 16, 1926.
38. А. Н. Заварицкий. О роли изверженных пород в строении Ильменского петрографического комплекса. «Геол. вести. V, № 4—5, 1926/27.
39. А. Н. Заварицкий. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. «Тр. Геол. ком.» 122, вып. 1, 1922, вып. 1, 2, 1923, вып. 1, ч. 3, 1927.
40. А. Н. Заварицкий. Коренные месторождения платины на Урале. «Мат. общ. и прикл. геол.», вып. 108, 1928.
41. А. Н. Заварицкий. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. «Тр. ВГРО», 1932.
42. А. Н. Заварицкий. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. «Тр. Геол. ком.» № 173, I, 1927, II, 1929.
43. П. М. Замятин. Богомоловская группа колчеданных месторождений на Урале. «Мин. Сырье» и «Цвет. Мет.» 1929, № 5—6.
44. П. М. Замятин. Волковское комплексное месторождение 1933.
45. Е. Е. Захаров, Д. Г. Ульянов и Е. Ф. Зиф. Описание никелевых месторождений. Халиловские месторождения никелевых руд. Южный Урал. 1932.
46. А. Зайцев. Геологический очерк Кыштымской и Каслинской дач в Среднем Урале. «Тр. О-ва ест. при Казанском унив.» XIII, 3, 1884.
47. А. М. Зайцев. Общая геологическая карта России, лист 138. Геологическое описание Ревдинского и Верхисетского округов. «Тр. Геол. ком.» № IV, № 1, 1887.
48. А. М. Зайцев. Месторождения платины на Урале. Томск. 1898.
49. А. Х. Иванов. Бакр-Узякское месторождение медных руд на Южном Урале. «Мин. Сырье».
50. А. П. Карпинский. Геологические исследования, произведенные на Урале летом 1883 г. «Изв. Геол. ком.», 1883, II.
51. А. П. Карпинский. Геологические исследования на Южном Урале летом 1884 г. «Изв. Геол. ком.», 1885.
52. Е. С. Коптева-Дворникова. Предварительный отчет о работе в государственном Ильменском заповеднике. «Бюлл. Научн. раб. и запов.» № 2, 1928.

53. В. С. Коптев-Дворников и Е. А. Кузнецов. Борзовское месторождение корунда. «Тр. Инст. прикл. мин.» № 47, 1931.
54. Е. Костылева. Тальк и тальковый камень. «Мат. ест.-произв. сил России» № 52, 1925.
55. А. Краснопольский. Геологическое описание Невьянского горного округа. «Тр. Геол. ком.» № 25, 1906.
56. А. Краснопольский. Восточная часть Нижнетагильского горного округа. «Тр. Геол. ком.» № 4, 1908.
57. А. Краснопольский. Геологический очерк окрестностей Верхнетуринского завода и горы Качканар. «Тр. Геол. ком.» № 52, 1909.
58. А. Краснопольский. Общая геологическая карта России. Лист 126. «Тр. Геол. ком.» XI, № 1, 1889, № 2, 1891.
59. П. Кротов. Геологические исследования на западном склоне соликамского и чердынского Урала. «Тр. Геол. ком» VI, 1888.
60. Б. П. Кротов. О включениях антигорита в оливине и пироксене перидотитов Урала. Прил. к прот. Каз. об-ва ест. 1911, № 160.
61. Б. П. Кротов. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Казань. 1915.
62. Б. П. Кротов. Отчет о работах по исследованию алапаевских железорудных месторождений. «Тр. ГГРУ» № 34 и № 70, 1931.
63. Е. А. Кузнецов. Горные породы оз. Увильды. «Тр. Инст. прикл. мин. и петр.» № 2, 1923.
64. Е. А. Кузнецов и Е. Е. Захаров. К тектонике восточного склона Урала. «Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. отд. геол. и мин.» т. IV, № 1—2, 1926.
65. Е. А. Кузнецов. Петрографическое описание Соймоновской долины горы Карабаш. «Тр. Инст. прикл. мин.» № 32, 1927.
66. Е. А. Кузнецов. Петрографическое описание Соймоновской долины. Сугурские горы. «Тр. Инст. прикл. мин.» № 37, 1928.
67. Е. А. Кузнецов. Щелочные породы южной части Кыштымской дачи. «Тр. Инст. прикл. мин.» № 48, 1930.
68. Е. А. Кузнецов. Петрографический очерк Мочалина Лога. «Тр. Инст. прикл. мин.» № 44, 1930.
69. Е. А. Кузнецов. Краткий петрографический очерк горы Магнитки. «Мин. Сырье». 1930, № 5.
70. Е. А. Кузнецов. К тектонике восточного склона Среднего Урала. «Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. Отд. геол. и мин.», т. XI, № 2, 1933.
71. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Геологические исследования в Губерлинских горах. «Зап. Мин. об-ва», ч. 28, 1891.
72. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Геологический очерк Южнозаозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. «Тр. СПБ. о-ва ест.» XXX, № 5, 1900.
73. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрографическая экскурсия по р. Тагилу. «Изв. СПБ. полит. инст.» III, № 3—4, 1905, 357—396.
74. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О месторождении магнитного железняка горы Высокой на Урале. «Изв. СПБ. полит. инст.», т. V, 1906.
75. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О новом месторождении платины на Урале. «Изв. СПБ. пол. инст.» XI, 1909.
76. Л. С. Либрович. К геологии южной части башкирского Урала. «Тр. ВГРО» № 144, 1932.
77. А. А. Мамуровский, В. С. Коптев-Дворников и Б. Ф. Пылаев. Опыт промышленной оценки уральских месторождений граната. «Мин. Сырье и Цвет. Мет.», 1929, № 5—6.
78. А. А. Мамуровский. Месторождения нефрита горы Битагляр. «Тр. Петр. Инст. Литогеа». 1921.
79. К. К. Матвеев. Материалы о минералогии Гумбейского месторождения шеелита. «Мат. Ур. отд. геол. ком.», 1929, № 1, стр. 57—67.
80. Д. Мишарев. Дуниты Васильево-Шайтанской дачи на Урале. «Зап. Горн. инст.» V, № 1, 1914.
81. Е. П. Молдаванцев. Геологический очерк района Чистоп и Хой-Эква в Северном Урале. «Изв. Геол. ком», XLVI, № 7, 1927, 711—741.
82. Е. П. Молдаванцев и А. И. Демчук. Геологический очерк района дер. Еловки и его месторождения самородной меди близ Надеждинского завода на Северном Урале. «Изв. ВГРО», L, вып. 90, 1931.
83. И. Морозевич. Геологические наблюдения вдоль Екатеринбург-Челябинской железной дороги. «Изв. Геол. ком.» XVI, № 3, 1897.

84. И. Морозевич. Гора Магнитная и ее ближайшие окрестности. «Тр. Геол. ком.», XVIII, № 1, 1901.
85. И. В. Мушкетов. Материалы для изучения геогностического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа в Южном Урале. «Зап. мин. об-ва» 13/2, 1878.
86. З. Н. Немова. Сборник анализов русских изверженных и метаморфических горных пород. «Тр. Геол. ком.» н. с., №186, 1930.
87. Д. В. Никитин. Петрографическая заметка о горе Высокой «Зап. Горн. инст.» VI, № 1, 1916.
88. В. В. Никитин. Геологические исследования центральной группы дач В.-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. «Тр. Геол. ком.» н. с., № 22, 1907.
89. П. М. Никифоров и С. К. Гирин. Краткий отчет о результатах гравиметрической разведки на месторождении коренной плитны в Н.-Тагильском округе. «Тр. Инст. прикл. геофиз.» № 6, 1930.
90. Д. Николаев. Геологические исследования в Кыштымской даче. «Тр. Геол. ком.», XIX, № 2, 1902.
91. А. В. Николаев. Коренные месторождения золота Соймоновской долины в Кыштымской даче на Урале. «Мат. геол. Рос.» 23, № 2, 1908.
92. А. В. Николаев. К минералогии Кыштымского горного округа. «Тр. Геол. муз. Ак. н.» VI, № 7, 1912.
93. К. Н. Озеров. Месторождения наждака Приуртяшского района Уральской области. «Тр. ВГРО», № 246, 1933.
94. И. Д. Пазилов. О некоторых рудоносных жильных породах порфиритового массива Челябинска. «Сб. мин. и геол. каб. Моск. унив.», 1916.
95. Г. Л. Падалка. Змеевиковая зона и месторождение асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале «Тр. ГГРУ» № 50, 1932.
96. Петренко. Геология северо-восточной части Орского района. «Тр. ГГРУ» № 250, 1932.
97. П. П. Пятницкий. Геологические исследования в Изумрудном районе на Урале. «Изв. Геол. ком.» XLVIII, № 3, 1929. «Изв. ВГРО», вып. 75 и 189, 1932.
98. В. М. Сергиевский. Вулканизм и метаморфизм Надеждинско-Туринского района. Рукопись. 1933.
99. Н. Н. Смирнов. Месторождения магнитного железняка горы Магнитной в Шайтанской даче на Урале. «Тр. СПБ. о-ва ест. XXXVIII, № 1, 1907.
100. Н. Н. Смирнов. Рудные месторождения Шайтанской дачи на Урале. «Зап. Ур. общ. ест.» 30, 1910.
101. Н. Н. Смирнов. Исследование явлений альбитизации в изверженных горных породах. 1913.
102. Н. Н. Смирнов. Граниты Челябинска. «Уч. зап. Моск. унив.». 1916.
103. А. П. Смолин. Гумбейские месторождения вольфрама. «Мат. Ур. отд. геол. ком.» 1929, № 1, стр. 27—57.
104. Д. Н. Соболев. Петрографический очерк северного участка Абзаковского месторождения хризотил-асбеста. «Тр. Инст. прикл. мин.» № 49, 1930.
105. Г. А. Соколов. Корундовые плагиоклазиты Каслинской дачи на Урале. «Тр. ГГРУ» № 56, 1931.
106. Е. Стратанович и Е. С. Федоров. Генезис авгито-гранатовых пород по новым данным. «Зап. Горн. ин-та, т. I, 1910, стр. 48.
107. П. М. Татаринов. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. «Тр. Геол. ком.» № 185, 1928.
108. И. Толмачев. Уральский рапакиви и его контакт с среднедевонским известняком. «Зап. Мин. об-ва», 35, 1897.
109. Ульмер. Отчет о геологических исследованиях в планшете 34 и 35 126 л. Рукопись. 1932.
110. Н. А. Успенский. Геологическая карта Урала. Нейво-Шайтанский завод с. Мурзинское. «Тр. ВГРО» № 209, 1932.
111. Е. Федоров и В. В. Никитин. Богословский горный округ. 1901.
112. Е. Федоров. Из результатов поездки в Богословский округ летом 1911 г. «Зап. Горн. инст.» 3, 1910—1912, стр. 340.
113. А. Е. Ферсман. Драгоценные и цветные камни СССР. II, 1925.
114. А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. I, 1931.
115. Г. Н. Фредерикс. Тектоника Уфимского плато. «Зап. Рос. мин. об-ва», т. XI, № 1, 1932.
116. Г. Н. Фредерикс. Эволюция и революция в геологической истории Урала. «Изв. ВГРО», вып. 75, 1931.

117. Г. Н. Фредерикс, Е. А. Кузнецов и М. В. Круглов. Геологическая карта Урала 1 : 200 000. Планшет 0—40—XII, 1934.
118. Ф. Чернышев. Контакты диабазов с осадочными породами на западном склоне Урала. «Зап. Мин. об-ва» 18, 1883.
119. Ф. Н. Чернышев. Геологическая поездка на Урал летом 1888 г. «Изв. Геол. ком.» 1888, № 8, 121—145.
120. Ф. Н. Чернышев. Общая геологическая карта России, лист 139. «Тр. Геол. ком.» III, № 4, 1889.
121. В. В. Черных. К минералогии Баженовского асбестового месторождения. «Мат. общ. и прикл. мин.» № 151, 1930.
122. Ф. Н. Шахов. Материалы по геологии Таналык-Баймакского района. «Изв. Сиб. техн. инст.», т. 49, 1928.
123. А. Штукенберг. Общая геологическая карта России, лист 138. Геологические исследования в северо-западной части 138-го листа. «Тр. Геол. ком.» IV, № 2, 1890.
124. Н. Яковлев. Геолотический очерк рудоносной области сиенитов в Нижнетагильском округе на Урале. «Изв. Геол. ком.» XXV, 1906.

1. A. Arzruni. Untersuchung einiger granitischer Gesteine des Urals (der Beresit). Z. d. D. G. G. XXXVII, 1885.
2. L. Duparc et F. Pearce. Recherches géologiques et petrographiques dans l'Oural du Nord. p. I; „Mem. de la Sos. de Phys et de l'hist. nat. de Genéve", 1902.
3. L. Duparc et F. Pearce. Recherches géologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la haute Wichera. II; 1905, III, 1909.
4. L. Duparc. Sur l'Ostraite, une pyroxenite riche en Spinelle. „Bull de la soc. Fr. de Min." XXX; 1913.
5. L. Dupapc et M. Tikanowitch. M. Recherches géologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin des rivières Wagran et Kakwa. „Mem. de la Soc. de phys", v. 38, f 2; 1914.
6. L. Duparc et A. Grosset. Recherches géologiques et petrographiques sur la district minieur de Nicolai-Pawda. Genève. 1916.
7. L. Duparc et M. Tikanowitch. Le platine et les gites platinifères de l'Oural et du Monde. 1920.
8. A. Karpinsky. Versant oriental de l'Oural d'Ourjoum à Ekaterinbourg. „Guide de ex. du VII congr. géol.". 1897.
9. Th. Tchernychew. Le chemin de fer de l'Oural dans les limites des districts miniers de Taguil et de Goroblagodat. „Guide de ex. du VII congr. géol". 1897.

Глава IX

ПАЙ-ХОЙ, ВАЙГАЧ И НОВАЯ ЗЕМЛЯ

1. Пай-Хой

Пай-Хой (рис. 127) является продолжением западного склона Урала и история его развития отражает главнейшие черты последнего.

Древнейшие отложения, известные на Пай-Хое, представлены зелеными туфитовыми глинистыми филлитами, выступающими у радиостанции и слагающими северную часть хребта Пай-Хоя. В верхних частях они содержат прослои конгломератов с гальками кварцитов, известняков и гранитов плагиоклазового типа. Гальки очень обильны и прекрасно окатаны, но родина их неизвестна. Эти отложения прикрыты несогласно толщей кембросилура, а потому их образование происходило раньше, или в кембрии, или до кембрия. Они тождественны со свитой зеленых филлитов западного склона Урала, относимых к низам силура и кембрию, и лежащих на свите метаморфических сланцев центрального хребта.

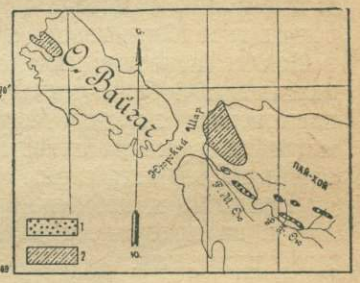


Рис. 127. Схема распространения диабазов на Пай-Хое.
1—диабазы; *2*—древняя досилурийская туфогенная свита.

В верхних горизонтах их на Пай-Хое присутствуют толщи розовых и красных филлитов туфогенного происхождения (туфиты), а также розовых песчаников и залежи спилитов, чем также подчеркивается аналогия с Уралом.

Несогласно налегающая толща фаунистически охарактеризованного кембро-силура и нижнего силура представлена внизу мергелистыми ленточными филлитами и глинистыми сланцами, а в основании содержит иногда прослои кварцитовидных известковистых песчаников, тоже с фауной. Древняя свита выступает островом среди силура, сложенным в складки иного простирания.

На нижнем силуре залегает верхний силур и более молодые отложения. Многие детали взаимоотношений последних скрыты под покровом бореальной трансгрессии, достигающим до высоты более 200 *м*.

Изверженные породы Пай-Хоя представлены эффузивными и интрузивными типами.

Эффузивные породы известны из древней свиты филлитов и представлены типичными спилитами, реже альбитофирами. Они сопровождаются их туфами, переходящими в туфиты, метаморфизованные до состояния филлитов.

Вторая фаза излияний приурочена к верхнесилурийским отложениям горы Ям-Пе. Она представлена также типичными спилитами миндалекаменной структуры. Многочисленные миндалины выполнены белым кальцитом.

Все отложения, до верхнего силура включительно, прорваны дайками габбро-диабазов обычно пластового, реже секущего залегания. Эти породы состоят из авгита, иногда со слабыми признаками структуры песочных часов и плагиоклаза, обычно нацело соссюритизированного. Кроме соссюрита, вторичные минералы представлены хлоритом и кальцитом.

В зальбандах среднезернистые породы становятся мелкозернистыми и даже плотными. Структура обычно офитовая, реже габбровая. Среди центральных частей на горе Ераней наблюдались шлиры более крупнозернистых разностей, размер зерна которых доходит до 1 *см*. Они имеют, повидимому, характер пегматитов.

В контактах глинистые сланцы подвергаются или окремнению, превращаясь в кремнистые роговики, или приближаются по составу к адинолам, а иногда переходят в роговики с эпидотом или пироксеном геденбергитового типа. Единственный контакт с верхнесилурийским известняком в верховьях р. Малой Ою характеризуется развитием асбестовидного актинолита в непосредственном соприкосновении пород. Контактовые зоны узкие, обычно считаются метрами, реже достигают до 20 *м*. Дальше этого никакого воздействия не наблюдается.

Граниты и гранит-порфиры, встречающиеся изредка в виде валунов на поверхности тундры, коренных выходов не имеют и являются чуждыми.

Н. Н. Иорданский обнаружил в 1931 г. близ устья р. Кары плотные, темносерые вулканические брекчии с стекловатым цементом и обломками известняков и сланцев. Они лежат на верхнем силуре и относятся, повидимому, к юрскому возрасту.

Из полезных ископаемых Пай-Хоя необходимо отметить жилы плавикового шпата на Амдырме на побережье Карского моря, имеющие крупное промышленное значение.

2. Вайгач и Новая Земля

Свита пород Пай-Хоя продолжается на Вайгач, где в центре острова и на северном его крае, по данным Н. А. Кулика, имеются аналогичные породы зеленой филлитовой свиты и развиты габбро-диабазы.

Аналогичные пай-хойским диабазы Новой Земли описаны из долины Русанова и губы Крестовой. Б. М. Куплетский выделяет здесь альбитовые диабазы. Одни из них слабо метаморфизованы, другие же превращены в альбито-уралито-хлоритовые, альбито-хлорито-соссюритовые, албито-хлорито-кальцитовые сланцы.

Все они принадлежат типу альбитовых диабазов и относятся к группе спилитов, среди которых Баклунд указал и типичные разности. Их минералогический состав может быть выражен следующей таблицей:

Таблица 158

Минералогический состав диабазов Новой Земли

	Ледник Краснова	Гора Диабазовая	Ледник Краснова		О. Вайгач	Новая земля			
Пироксен	19,6	16	3,2	—	—	—	27,3	34,0	13,3
Амфибол	—	—							
Оливин (серпентин)	—	—	—	—	—	—	6,0	—	42,3
Змеевик	—	—	—	—	—	—	—	—	41,3
Уралит и хлорит	46	20	13,6	14,7	8,8	31,5	7,5	21,0	—
Плагиоклаз	—	—	—	—	—	—	52,6	—	—
Альбит	—	26,5	47,6	62,8	69,5	57,7	—	—	—
Соссюрит	30	35,5	17,9	14,2	13,9	—	—	39,8	—
Эпидот	—	—	14,0						
Руда и пр.	1	2	3,7	7,2	—	10,8	6,6	5,2	3,3
Кальцит миндалин	—	—	—	1,1	3,8	—	—	—	—
Хлорит миндалин	—	—	—	—	4,0	—	—	—	—

Диабазы, сохранившие офитовую структуру и слабо метаморфизованные, обычно содержат мало эпидота. В разностях, содержащих меньше альбита, сохраняются пироксен и первичный амфибол и параллельно с увеличением содержания альбита идет уменьшение количества соссюрита и исчезает пироксен и первичный амфибол. На основании этого Б. М. Куплетский считает, что образование альбита шло автометасоматическим путем при одновременном выносе извести и исчезновении соссюрита и магнезии с железом, исчезновении пироксена и амфибола.

Наличие апатита и миндалин свидетельствует о роли минерализаторов во время застывания. Метасоматоз и образование вторичных минералов шли до окончательного застывания магмы.

Кроме альбитовых диабазов, описаны также эпидотизированные порфириты и серпентинизированные диабазы. В породе из бухты Гольцовой свежими являются только пироксены и бурая роговая обманка, остальная же масса превращена в уралитохлоритовые агрегаты, образующие псевдоморфозы по оливину. В этих породах нет следов полевых шпатов и неизвестно, были ли они, или мы имеем дело с породами пироксенит-перидотитовой магмы.

Характерно, что альбитовые диабазы Северного острова Новой Земли связаны с ультраосновными породами типа пикритов. Одна из них, описанная Б. М. Куплетским, имеет состав из псевдоморфоз серпентина по оливину 42,3%, пироксена 13,3%, серпентина промежуточной массы 41,3% и рудных зерен 3,1%. Вероятно, они являются продуктами расщепления первоначальной магмы. На южном острове такой тенденции не наблюдается, хотя это, вероятно, и зависит от недостатка фактического материала.

Возраст спилитов и диабазов Новой Земли считается верхнедевонским, что дает нам, сравнительно с Пай-Хоем, еще одну фазу магматических явлений.

Химический состав этих пород дается в следующей таблице:

Таблица 159

Химический состав диабазов Новой земли

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	SO_3	Сумма
1	46,15	1,47	14,24	3,32	0,10	7,50	0,18	10,67	8,61	2,98	0,08	4,63	0,25	0,07	100,35
2	46,17	2,05	13,90	2,33	—	10,53	0,21	5,92	8,82	2,73	0,20	5,00	2,25	0,11	100,22
3	41,54	0,90	16,31	8,41	0,05	2,86	0,14	3,48	20,19	0,10	—	2,34	0,86	0,04	97,12
4	54,97	1,02	13,31	5,53	0,09	5,05	0,12	9,05	2,61	3,05	0,08	5,07	0,19	0,07	100,26
5	45,52	1,92	16,45	2,59	0,03	7,70	0,15	6,82	11,95	2,49	0,00	4,05	0,36	0,12	100,15
6	39,54	0,67	8,42	3,21	0,32	8,44	0,20	24,46	5,40	0,39	0,14	8,42	0,38	0,24	100,25
7	42,24	0,91	12,26	2,96	—	9,00	0,17	10,64	15,01	0,50	0,31	5,86	0,16	Сл.	100,02
8	45,07	1,20	15,62	2,37	0,10	7,67	0,18	9,86	10,96	2,52	0,07	4,32	—	0,25	100,19
9	48,62	1,88	15,55	1,19	0,05	5,99	0,46	4,68	5,91	5,77	0,65	2,97	5,95	0,37	100,04

	$\frac{-}{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$
1	3,59	4,90	1,49	1 : 10,8
2	3,27	5,26	1,68	1 : 11,1
3	2,31	3,33	1,25	1 : 260
4	2,39	5,62	2,09	1 : 6,8
5	2,95	4,27	1,43	1 : 11,6
6	9,53	7,68	1,25	
7	4,74	5,11	1,32	1 : 57
8	3,50	4,53	1,39	1 : 14,3
9	3,00	4,38	1,46	1 : 11,2

	al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	18,5	54,7	20,3	6,5	101,7	2,38	0,02	0,65	0,37	III	Нормально-габбровая
2	20,1	48,3	25,1	6,5	113,8	3,69	0,09	0,49	0,52	IV	„
3	20,4	30,5	48,9	0,2	88,2	1,40	—	0,37	1,60	VII	Нормально увеличенная с
4	22,0	61,6	7,9	8,5	155,0	2,03	0,02	0,62	0,13	II	„ „
5	22,2	42,9	29,4	5,5	104,6	3,31	0,00	0,54	0,69	V	Пироксенитово-горблендит-габбровая
6	8,8	80,4	10,0	0,8	69,4	0,84	0,25	0,79	0,12	II	Пироксенитовая
7	14,5	51,9	32,3	1,3	85,0	1,33	0,28	0,62	0,62	IV	Исситовая
8	19,9	49,5	25,2	5,4	97,0	1,90	0,02	0,64	0,51	IV	Нормально-габбровая
9	26,3	38,1	18,3	17,3	140,1	4,15	0,07	0,53	0,48	IV	Габбро-диоритовая

1. Диабаз оливиновый. Яшмовая гора. Полуостров Медный. 2. Диабаз эпидотизированный. Костин Шар. 3. Диабаз. Полуостров Медный. 4. Диабазовый мандельштейн. Долина Русанова 5. Диабаз. Новая Земля. 6. Серпентинизированный пикрит. Долина Русанова. 7. То же. 8. Альбитовый диабаз. Там же. 9. Альбитовый диабаз. Вайгач.

Из описанных диабазов, весьма близких друг другу, обращает внимание № 4, не попадающий ни в одну из групп Ниггли, что объясняется наличием миндалин в породе. Метаморфизмом, вероятно, объясняется и пересыщение CaO анализа № 3. В последнем присутствуют еще 3,27% меди и 0,11% NiO.

По системе Левинсон-Лессинга диаграмму дает рис. 128.

Все они группируются в три типа: одни из них содержат очень мало щелочей, другие в среднем 3,2—3,5% мол, а один № 9 обогащен щелочами (о. Вайгач).

В юго-западном углу Северного острова Новой Земли известны выходы гранитов. Они представлены сильно сдавленными и, повидимому, древнейшими динамометаморфизованными микропертитовыми гранитами, выступающими в районе Маточкина Шара среди древних зеленых сланцев и конгломератов силура.

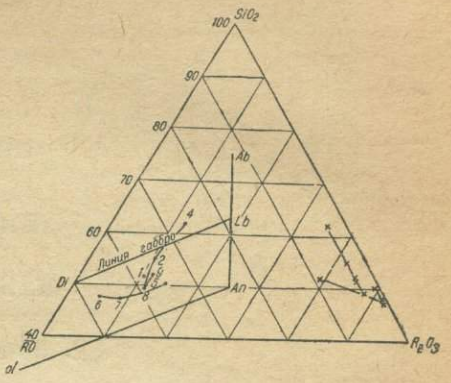


Рис. 128. Вариационная диаграмма диабазов Новой Земли.

Из полезных ископаемых необходимо отметить месторождения свинцового блеска и цинковой обманки Бухты Варнек на Вайгаче, залегающих среди известняков силура. На Новой Земле необходимо отметить наличие медных руд, разведка которых не дала положительных результатов. Руды связаны с диабазами и встречаются в виде сульфидов и самородной меди.

Главнейшая литература по петрографии

1. Л. Л. Иванов. Очерк по геологии и минералогии Медного полуострова на Новой Земле. Сб. в честь 25 лет. науч. деят. Вернадского. Москва, 1913.

2. Б. М. Куплетский. К изучению диабазовых пород Новой Земли. «Тр. Пет. инст. Ак. н.» № 2, 1932, 5—17.

3. Б. М. Куплетский. Диабазовые породы долины Русанова и губы Крестовой на Новой Земле. «Тр. Геол. инст. Ак. н.», № 1, 1932, 133—147.

4. Н. Н. Иорданский. Следы мезозойской вулканической деятельности на Пай-Хое. Материалы ЦНИГРИ. Сер. палеонтология и стратиграфия. Вып. 1. 1933.



Глава X

КАЗАКСТАН

1. Общие замечания

Развитие вулканизма и метаморфизм в Казакстане

(по Н. Г. Кассину)

Вулканические явления в Казакстане известны также, как и на Урале, с докембрийского времени. Однако, они еще мало изучены. Их следы имеются в Мугоджарах, в Улутавских горах, Кокчетавском районе и в Прибалхашье. Во всех этих районах мы находим обширные площади развития гнейсов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов и хлоритовых сланцев. Они прорваны гранитами и вместе с ними перекрыты с резким несогласием нижнепалеозойскими конгломератами с галькой перечисленных пород.

Палеозойская эра ознаменовалась двумя циклами вулканических явлений. В Мугоджарах эффузивная толща, состоящая из лавовых порфиритовых потоков и покровов еще не расчленена по возрасту. Однако, в конгломератах, подстилающих девон, находится много порфиритовых галек, свидетельствующих о более ранних проявлениях вулканизма.

В Улутавских горах в нижнем палеозое также развиты покровы порфиритов и туфов. Еще более они развиты в нижнем палеозое северного и северо-восточного Казакстана, а также в Прибалхашье. Здесь они слагают большую часть нижнесилурийских отложений. Излившиеся породы и их туфы сопровождаются яшмами. Излияния носили андезитовый и базальтовый характер и сопровождались пластовыми и секущими дайками диабазов. Аналогичные порфириты развиты в хребтах Чингиз-тау и Тарбагатае.

Нижний силур являлся временем чрезвычайно сильной вулканической деятельности. К началу верхнего силура она затихает, и отложения последнего содержат мало вулканического материала. Большая часть эффузий носила подводный характер. Этим обусловлен особый характер лав, имеющих часто шаровые и миндалекаменные структуры, а также и наличие яшм и кремнистых осадков, переслаивающихся с туфами. Наличие конгломератов и чередование различ-

ных фаций свидетельствуют о частых колебаниях морского уровня, но крупных орогенических движений в нижнем силуре неизвестно.

Только на границе нижнего и верхнего силура намечаются угловые несогласия и несогласия в простирании пород. Это подмечено

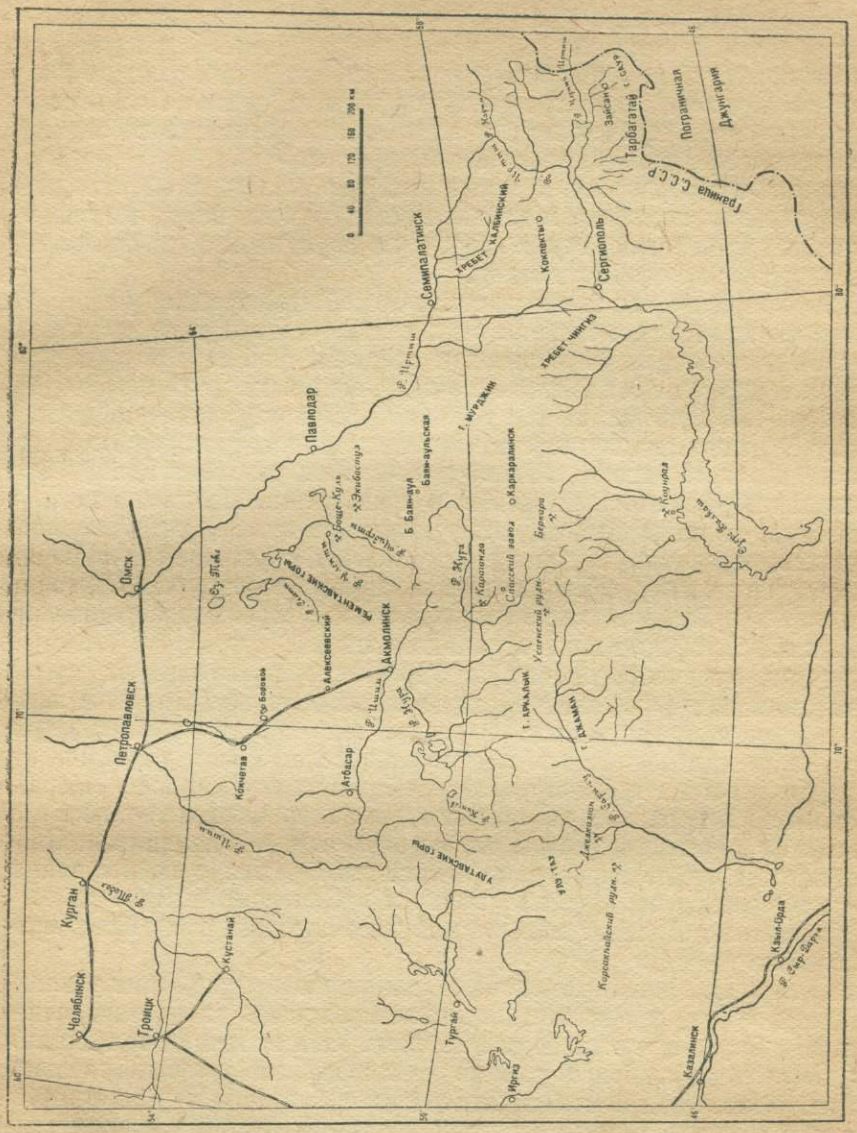


Рис. 129. Карта Казакстана.

в Чидертинском и Баян-Аульском районах, а также в Прибалхашье. Эти движения были, однако, не столь сильны, чтобы вызвать появление больших интрузий. Последние отсутствуют, и только может быть мелкие штоки габбро могут быть отнесены к этому времени.

В конце верхнего силура, после покоя, снова начались излияния, достигшие огромных размеров. Они происходили на огромных пло-

щадях и продолжались и в начале нижнего девона. Далее, после перерыва, снова начались излияния, но уже альбитофиров. Извержения были еще в нижнем девоне, продолжались в среднем, и местами переходили в верхний девон. Они переслаиваются с осадками этих отделов.

В центральной части Казакстана они обладают большой мощностью. Здесь песчаники верхнего силура перекрыты лавами и туфами порфиритов и конгломератами с галькой этих же лав. В их составе господствуют андезитовые порфириты, реже базальтовые и дацитовые лавы, причем кверху замечается стремление к большей кислотности и местами развитие альбитофиров.

Процессы горообразования последних фаз каледонской складчатости обусловили поднятие многочисленных мелких интрузий основной магмы, давшей всю серию пород от перидотитов до гранитов, разбросанных по всему Казакстану.

Альбитофировые излияния верхних частей этой толщи дислоцированы слабее, изливались позднее этих интрузий и нигде не прорваны ими. Они происходили в нижнем и среднем девоне. Прекращение эффузивной деятельности было не одновременно на всей территории и на севере оно произошло еще в начале среднего девона, тогда как на юге, у Балхаша, вулканические явления происходили даже в нижней части верхнего девона. К концу этой фазы развития появляется чередование порфиритовых и альбитофировых лав. Излияния носили то наземный, то подводный характер и пластуются с разнообразными осадочными породами. В подводных условиях образовывались часто шаровые, перлитовые, сферолитовые и другие структуры. Сохранились и корни вулканических аппаратов в виде хорошо раскристаллизованных альбитофиров гипабиссального типа.

Вулканические образования в Тарбагатае присутствуют среди песчаноглинистых отложений верхнего карбона и представлены кислыми лавами и порфиритами. Здесь развиты кварцевые порфиры, альбитофиры, плагиоклазовые порфириты, мелафиры и диабазы.

Порфириты и их туфы представлены в нижнем карбоне Зайсанского района. В пермских отложениях лавы встречаются только в самых нижних горизонтах, туфы же встречаются и в верхних частях. В Калбинском хребте карбоновые осадки пластуются с порфиритами и альбитофирами и их туфами. То же и в Семипалатинском районе.

В районе оз. Балхаш известняки визе прикрыты альбитофировыми лавами.

Магматическая жизнь Казакстана закончилась огромными гранитными интрузиями, прорвавшими нижнекарбоновые угленосные отложения, а в Сауре и нижнепермские слои. Эти интрузии произошли не одновременно, а более ранние фазы носили гранодиоритовый характер. Более поздними были интрузии гранититов и роговообманковых гранитов и самыми молодыми являются розовые аляскитовые граниты. Гранитные массивы окружены серией даек гранит-порфиров. Нередко наблюдаются местные уклонения в составе интрузий до монцонитовых, диоритовых или даже габбровых. Это так называемый семейтавский изверженный комплекс Н. Горностаева. Ему предшествуют аналогичные излияния. По Н. Горностаеву, они произошли в пермское время, уже после главнейших дислокаций, и несмотря на их древность, имеют часто кайнозойский тип. Более основные интру-

Таблица 160

Таблица процессов литогенеза, орогенеза и вулканизма Казакстана

Эпохи	Процессы			
	Осадочные	Орогенические	Вулканические	
			Северо-восток	Юго-восток
Триас	—	Орогенез, разрывы	—	—
Верхняя пермь	Накопление континентальных, озерных, речных, лагунных и болотных отложений в юго-восточной части с пирокластическим материалом	Орогенез	Интрузии аляскитовых гранитов, дайки аплитов, лампрофиров, диабазов и пр.	
Нижняя пермь		Сильный орогенез	Интрузии биотитовых и роговообманковых гранитов, гранодиоритов и др.	
Верхний карбон		Слабые движения	—	Излияния порфировых и порфиритовых лав
Средний „			—	
Нижний „	Песчаники, известняки	—	—	
Верхний девон	Известняки, песчаники, конгломераты		—	
Средний „	Песчаники, мергели, известняки, туфиты, конгломераты, туфы	Слабые движения	Излияния кислых и местами средних лав, частью подводные	
„ „	Туфы, конгломераты, туфиты	Орогенез	Интрузии перидотитов, пироксенитов, габбро, гранодиоритов и гранитов	
Нижний „	„ „ „	Сильный орогенез	Излияния лав средней основности	
Верхний силур	Песчаники, известняки	Орогенез	Интрузии гранодиоритов (?)	
„ „	Песчаники, конгломераты, туфы		Излияния лав средней основности, подводные	
„ „	Конгломераты, известняки, туфы, яшмы			
Нижний „	Песчаники, сланцы, кварциты, конгломераты	—	—	
Кембрий	Песчаники, сланцы, мергели, конгломераты	—	Порфиры, порфириты	
Протерозой	Песчаники, сланцы	Сильный орогенез	Излияние порфиров и порфиритов, интрузии гранитов и сиенитов	

зии также сопровождаются дайками сиенит- и монцонит-порфиров, диорит и габбро-порфиритов, аплитов, пегматитов, лампрофиров, аплитов и диабазов, а также серией гидротермальных жил.

Изредка на фоне общего щелочноземельного характера горных пород Казакстана появляются и щелочные породы. Последние являются обычно мелкими интрузиями и дайками и представлены арфведсонитовыми и анортоклазовыми гранитами (Чачкан), рибекитовыми гранитами и сиенитами (горы Ак-джелау), содалитовыми сиенитами, ортоклазовыми габбро и эгириновыми сиенит-порфирами (Тарбагатай). Это все обычно мелкие тела, связанные по залеганию со змеевиками и происшедшие, вероятно, при участии процесса реакции гранитной магмы с ними.

В заключение мы приводим таблицу, в которой сведены все процессы образования осадков, орогенеза и вулканизма Казакстана (по Н .Г. Кассину) (табл. 160).

Описанные магматические процессы сопровождались образованием разнообразных полезных ископаемых.

Магматические процессы докембрия не дали больших скоплений полезных ископаемых. Возможно, что сюда относится часть золотоносных кварцевых жил Какчетавского района и Улу-тау. Необходимо также указать наличие железистых кварцитов и гематитовых залежей Корсакпайского завода. Из строительных материалов отмечаются мраморы.

Нижнесилурийские излияния также не дали больших скоплений ископаемых. Большая часть металлических полезных ископаемых принесена верхнепалеозойскими интрузиями. Медные и железные руды сопровождают эти интрузии. Золото, серебро, цинк, свинец, марганец, мышьяк, молибден, вольфрам, олово, металлы платиновой группы и др. Вкрапленные медные руды, контактово-метаморфические месторождения, колчеданные залежи, барито-кварцево-медные жилы, баритовые месторождения, вольфрамово-кварцевые, медные месторождения, медистые песчаники Джезказгана и др.

2. Мугоджары

Мугоджары располагаются на крайнем западе Казакстана и по своему положению являются прямым продолжением Урала, Орского района. Изученность этого хребта слабая. Исследования последних лет еще не опубликованы, а список старой литературы ограничивается небольшим числом работ. Важнейшими для геологии являются работы М. М. Пригоровского.

По его данным, Мугоджары состоят из двух хребтов, из которых западный, наиболее значительный сложен порфиритами и диабазами. Восточный хребет сложен в западной части диабазами, а в восточной габбро, переходящими в габбро-диориты и кварцевые диориты. Среди этих пород зажаты прослои яшм и кварцитов.

Между обоими хребтами располагается равнина, сложенная палеозойскими отложениями, местность же восточнее второго хребта сложена гнейсо-гранитами и метаморфическими сланцами, уходящими под третичные отложения.

Диабазы главного хребта очень часто обладают шаровидною отдельностью и переходят в авгитовые порфириты. В южной оконеч-

ности расположена отдельная группа гор Джаман-тау, состоящая из порфиритов, яшм и кремнистых сланцев. Среди них встречены выходы габбро со штоком магнетита. Наивысшая точка хребта горы Бохтыбай, детально петрографически изучена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом.

Восточный хребет в западной его половине сложен диабазами, в восточной же — габбро, причем, по А. Н. Чуракову, они связаны постепенными переходами через габбро-диабазы. Наиболее постоянной является габбровая зона, но к югу она уступает диабазам.

Гнейсы и кристаллические сланцы на юг выклиниваются, расширяясь на севере. Ширина их в берегах р. Талдыка на севере достигает 30 *км*.

Им подчинены кварциты, амфиболиты, сложенные в складки с меридиональным простиранием, нарушаемым лишь интрузиями гранитов. Много также и даек гранит-порфиров и аплитов.

Среди гранитного поля расположены в районе течения речек Кара-Бутак и Узул-Кайракты метаморфические сланцы, представленные роговиками, амфиболитами с гранитными жилами. На востоке, близ р. Улу-Иргиз находится группа холмов, сложенных диабазами, порфирами, габбро и другими породами. Среди них втречаются песчаники и мраморы. В последних были встречены продуктиды из группы *Productus Giganteus* Mart.

Зона развития диабазов и порфиритов наблюдается также и среди более молодых отложений по речке в степи западнее главного хребта в 40 *км*. Среди них встречаются сильно дислоцированные кремнистые сланцы и мраморы. На севере они переходят в Губерлинские горы. Сопоставление М. М. Пригоровского показывает, что главный хребет Мугоджар соответствует хребту Ирендык на Урале.

Средняя Алабазская равнина сложена среднедевонскими известняками, на которые налегает свита верхнедевонских известняков, а еще выше — конгломератов верхнего девона. Местами видно, как верхнедевонские отложения прорваны порфиритами, с другой стороны, в основании их, в метаморфизованных осадочных породах, содержатся гальки более древних порфиритов.

Среди изученных И. Г. Кузнецовым коллекций М. М. Пригоровского описаны граниты и диориты.

Биотитовый гранит представляет светлосерую породу, состоящую из калинатрового полевого шпата, олигоклаза, кварца и биотита с второстепенными цирконом, апатитом и магнетитом. Преобладает ортоклаз, иногда в виде ядра в плагиоклазе.

Граносиенит близок аплитам, но отличается от них содержанием биотита. В состав его входят микроклин, альбит, кварц, биотит и акцессорные и вторичные минералы. Количественно преобладает микроклин.

Кварцево-уралитовый диорит состоит из плагиоклаза № 25 (70%), уралита (15%) и кварца (10—15%) с примесью магнетита и аплита.

Габбро являются типичными породами и колеблются в величине зерна от крупно- до тонкозернистых, и, вероятно, связаны также с эффузивными и порфиритовыми фациями, что свидетельствует о гипабиссальном характере интрузий. Плагиоклаз габбро относится обычно к лабрадору № 62—68. Моноклинический пироксен переходит нередко в амфибол. Встречаются также биотит, магнетит и апатит.

Жильные породы представлены гранат-пироксеновым малхитом. Оригинальная светлосерая порода состоит из плагиоклаза № 38, авгита, кварца и граната, с примесью апатита, вторичных амфибола и эпидота. Структура призматически-зернистая с гранатом и кварцем в промежутках между кристаллами плагиоклаза и пироксена.

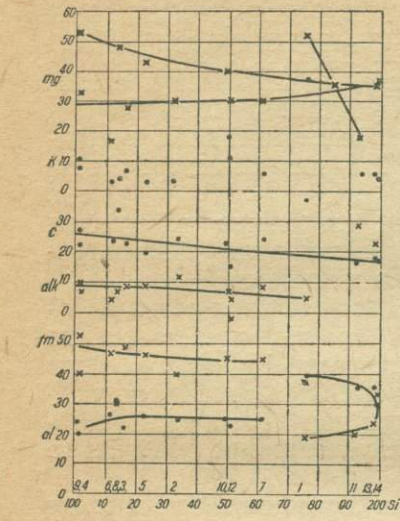


Рис. 130. Вариационная диаграмма горных пород Мугоджарских гор.

Кварцевые порфиры играют также большую роль. Они состоят из вкрапленников кварца, альбита, ортоклаза, биотита и основной массы, часто неразличимой. Иногда вкрапленники представлены двумя генерациями. Структура основной массы то сферолитовая, то гранитовидная или фельзитовая. Встречаются также и кварц-порфировые туфы.

Переходными породами к кварцевым порфирам являются делленит-порфиры, близкие к трахиандезитам. Плагиоклаз № 48—60 встречается во вкрапленниках, а кварц и ортоклаз образуют гранофир.

В коллекции описаны также альбитофиры и разнообразные порфириты. Из последних отмечены кварцевые порфириты, плагиоклазовые и авгитовые порфириты с плагиоклазом № 30. Иногда наблюдаются миндалекаменные разности с выполнением пустот кварцем и кальцитом или кварцем и эпидотом. Основная масса пород обычно гиалопилитовая. Порфириты сопровождаются их туфами.

Диабазовые порфириты и диабазы содержат основной плагиоклаз № 70—85, а иногда до № 100, а из темноцветных компонентов: авгит, энстатит-авгит, ромбический пироксен и реже оливин. Породы сильно разложены с образованием вторичных минералов. Наблюдаются также и спилиты нередко с шаровой структурой. Они отличаются наличием миндалин и резкой картиной разрушения с замещением авгита делесситом, а плагиоклаза цоизитом. Встречаются также эпидот и кальцит. Эти породы и структуры свидетельствуют о подводных извержениях.

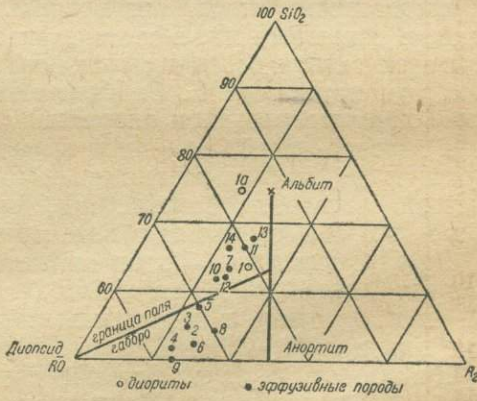


Рис. 131. Вариационная диаграмма горных пород Мугоджарских гор.

Е. Еремина и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дали монографию пород главного хребта Мугоджар, особенно обратив внимание на кристаллизацию лав и на способ образования вариолитовых лав.

Химический состав горных пород Мугоджарских гор

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	Сумма
1	69,19	13,50	1,34	2,06	1,28	5,21	5,59	0,89	1,25	—	—
1а	56,03	21,43	1,48	1,97	2,05	11,03	1,01	0,91	2,85	—	98,76
2	51,95	16,20	3,83	9,63	3,13	8,68	4,41	0,28	1,08	—	99,19
3	50,56	15,67	2,52	13,12	3,73	8,95	3,57	0,39	0,99	—	99,50
4	46,04	15,11	4,60	14,53	5,15	9,34	2,80	0,33	1,32	—	99,22
5	50,01	17,76	4,02	9,44	5,57	7,64	3,57	0,23	0,87	—	99,11
6	46,52	18,53	3,46	16,46	2,11	9,05	1,76	0,11	0,67	—	98,63
7	55,18	14,40	8,75	5,46	3,18	7,70	2,82	0,30	0,74	—	98,53
8	48,57	22,40	4,69	3,49	3,95	13,25	2,80	0,17	0,98	—	100,30
9	47,66	18,52	2,64	8,30	6,68	12,00	4,08	0,77	0,68	—	101,33
10	54,12	15,40	5,47	6,93	4,40	7,57	2,20	0,70	1,93	—	98,72
11	58,86	18,37	2,63	3,31	1,26	4,77	8,52	0,81	2,06	—	100,59
12	49,88	13,77	7,53	9,52	3,73	4,86	1,28	0,23	3,05	5,41	98,76
13	57,87	17,63	3,93	1,87	1,58	4,93	6,32	0,58	1,11	5,03	100,85
14	61,41	15,61	2,45	5,48	2,55	5,02	5,90	0,42	1,24	—	100,08

	al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	33,0	19,2	23,0	24,8	287,0	0,10	0,42	1,22	VI	Грано-диоритовая
1а	39,5	18,6	37,0	4,9	175,7	0,37	0,52	2,00	VII	Диоритовая
2	24,5	40,0	24,0	11,5	133,5	0,04	0,30	0,60	IV	Габбро-диоритовая
3	21,3	48,1	22,1	8,5	116,7	0,07	0,27	0,46	IV	То же
4	19,8	51,8	21,9	6,5	101,5	0,08	0,33	0,42	III	Габбровая
5	25,1	46,5	19,7	8,7	120,3	0,03	0,43	0,42	III	То же
6	26,0	46,6	23,2	4,2	111,7	0,03	0,17	0,50	IV	Габбровая низко *mg*
7	24,8	44,7	23,2	8,3	161,8	0,06	0,30	0,52	IV	Габбро-диоритовая
8	30,9	29,2	33,2	6,7	113,9	0,04	0,48	1,14	VI	Оссипитовая
9	23,1	40,2	27,3	9,4	101,3	0,11	0,53	0,67	IV/V	Пироксенит-габбро-диорит-габбровая
10	25,0	45,4	22,4	7,2	149,4	0,18	0,40	0,50	IV	Габбро-диоритовая
11	35,4	19,2	16,6	28,8	192,7	0,06	0,18	0,87	V	Тенсбергитовая
12	22,1	58,0	15,7	4,2	150,9	0,11	0,30	0,28	I	Габбровая, по *si*—диоритовая
13	35,7	23,6	18,2	22,5	198,6	0,06	0,35	0,77	V	Тенсбергитовая
14	29,8	33,3	17,5	19,4	199,1	0,05	0,37	0,52	IV	Кварц-диоритовая

1. Диорит. Джаксы-тау. 1а. Диорит. Джаксы-тау. 2. Вариолит. Бохтыбай. 3. То же. 4. То же. Стекло. 5. Сферолитово-эвтакситовое стекло. 6. То же. 7. То же 8. То же. Жила. 9. Диабаз. Там же. 10. Вариолит. Межсферолитовая масса. 11. Вариолит. 12. Вариолит. Межсферолитовая масса. 13. Вариолит. 14. Вариолит. Джетим-тау.

Последние относятся преимущественно к горе Бохты-баю в главном хребте. Они варьируют в составе от чистых стекол до вариолитов, переполненных сферолитами, величиной с горошину. Переходные фации часто содержат точечные белые сферолиты. Они расположены, повидимому, в периферических частях гор, прорезаны стекловатыми жилами и тесно связанными с ними жилами микрозернистых порфиритов. Вариоли состоят из плагиоклаза, часто близкого олигоклазу, лучистые сростки которого или кристаллизуются из одного центра или же сразу из многих центров и представляют раскристаллизовавшиеся капли переохлажденного стекла. Цемент-вариоль состоит из войлока зеленой роговой обманки, иногда также принимающей радиальнолучистое строение Вариоли полевого шпата кристаллизовались ранее цемента, и лучи их часто проникают в последний. Иногда разделения не произошло и резкой грани снопов и лучистых сростков плагиоклаза и цемента амфибола не существует. Кроме того, в вариолях имеются иногда непрозрачные серые лучи, а в массе породы разбросаны бурые мельчайшие точки. Иногда присутствуют иглы авгита. Химически вариоли обладают большею кислотностью и содержат больше натра, чем цемент. Состав цемента близок к мелафирам. Он богат FeO. Весь вариолит имеет состав кварцевого диабаза. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг приводит эти породы как пример способности магмы к ликвидации в переохлажденном состоянии.

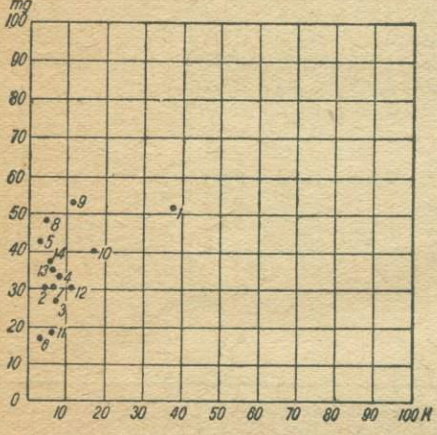


Рис. 132. k — mg — диаграмма горных пород Мугоджарских гор.

Химизм горных пород Бохты-бая и Джаксы-тау иллюстрируется анализами (табл. 161).

На рис. 130 изображены точки диаграммы по Ниггли, а на рис. 131 — по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. Мы видим, что вариоли по положению близки уральским альбитофирам. Отсутствие K_2O подчеркивает трудность вывода гранитной магмы путем диференциации из базальтовой. На k/mg диаграмме все породы попадают в щелочно-земельный тип магм (рис. 132).

3. Улутавские горы

Древние докембрийские породы Улутавских гор проходят из района Корсакпайского завода до 50° с. ш., широкой (до 50 *км*) полосой. Среди них выделяются следующие типы: 1) гнейсы; 2) кварцево-слюдяные сланцы; 3) кварциты; 4) роговообманковые сланцы и 5) порфириты.

Среди г н е й с о в различаются мусковит-альбитовые, биотит-олигоклазовые, хлорит-роговообманковые и очковые. Последняя разность выделяется по структурным особенностям и произошла из древних конгломератов. По генезису различаются орто- и парагнейсы.

К первым относятся гнейсы в верховьях р. Тургая, ко вторым относятся разности, связанные постепенными переходами со слюдяными сланцами. К обычным минералам последних часто присоединяются гранат и апатит.

В верхах гнейсовой толщи появляются биотитовые и роговообманковые сланцы. Наблюдаются также хлоритовые, кварцево-хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы. Характерно, что среди них наблюдается вкрапленность пирита. Роговообманковые сланцы содержат большое количество игольчатых и длиннопризматических кристаллов роговой обманки с примесью эпидота, хлорита, реже граната и апатита. Те же минералы с присоединением полевого шпата развиты и в амфиболитах. Эти сланцы подчинены ранее описанным и залегают среди них в виде прослоев или даже прожилков. Они являются результатом метаморфизма эффузивных пород типа диабазов и порфиритов.

Кварциты толщи кристаллических сланцев содержат примесь серицита, биотита, а также зерна альбита, чешуйки хлорита и гематит. В Корсакпае они переходят в железистые кварциты. Среди этой толщи часто встречаются порфироиды — раздавленные порфиры, иногда перешедшие в кварцево-серицитовые сланцы.

Весьма вероятно, что гнейсовые и верхние кварцитовые и сланцевые толщи являются отделенными друг от друга перерывом. Они резко разнятся в составе и степени метаморфизма. Среди верхней толщи сланцев на севере района указывается наличие филлитов. Вся совокупность явлений метаморфизма свидетельствует об условиях эпизоны: невысокой температуре и относительно небольшой тектонической глубине. Об этом же свидетельствует и сильная дислоцированность описанных сланцев.

Среди этой толщи существуют интрузии гранитов то свежих, то сильно подвергшихся динамометаморфизму. О возрасте их мы можем судить потому, что они встречаются в гальках силурийских конгломератов, и так как кембрий и силур в Казакстане обычно залегают согласно друг с другом, то вероятен их докембрийский возраст.

Нижнепалеозойские эффузивные явления представлены относительно незначительными массами порфиритовых лав, переслаивающихся с туфогенными песчаниками и конгломератами. В девонское время в основании отлагались конгломераты и песчаники, несогласно налегающие на толщу порфиритов и их туфов.

В свитах метаморфических сланцев встречаются интрузии гранитов, пироксенитов и диоритов. Последние сильно рассланцованы. Граниты встречаются также и среди девонской свиты горы Эскулы, по составу выраженной слоями граувакк, туфитов красного цвета и конгломератов с порфиритами.

Порфириты образуют обычно купола и жилы. В горах Эскулы и Купадыр они играют большую роль. Встречаются роговообманковые и авгитовые порфириты как жильного, так и эффузивного типа. Основная масса их плотная или мелкозернистая, часто обладает пилотакситовой структурой и состоит из плагиоклаза и темноцветных минералов, а также вторичных хлорита, кальцита, лимонита и эпидота. Иногда в порфиритах присутствует кварц. Динамометаморфизм порфиритов влечет к образованию известково-хлористых сланцев.

Кварцевые порфиры также встречаются интрузивные и эффузивные. Последние сопровождаются часто туфами. Основная масса порфиров плотная, литоидная, фельзитовая или микропойкилитовая. Вкрапленники представлены альбитом № 8 и кварцем, который иногда отсутствует. Иногда породы превращены в порфироиды. Вторичные минералы — серицит, хлорит, каолин, эпидот, карбонат.

Глубинные интрузии представлены пироксенитами, диоритами и гранитами.

Пироксениты залегают в метаморфической свите штоками, линзообразными залежами и жилами (сопка Учхе-Ульмес, горы Эскулы и др.). Это черные или зеленые крупно-, средне- и мелкозернистые породы, состоящие из пироксена с примесью роговой обманки и магнетита. Они подвергаются иногда нацело серпентинизации с образованием асбеста.

Таблица 162

Химический состав горных пород окрестностей Кургасынского месторождения Улутавских гор

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	51,16	1,33	14,63	3,88	10,60	0,68	3,36	7,97	2,86	1,60	98,07
2	58,90	1,37	13,51	1,69	4,96	0,32	6,42	4,48	3,08	3,16	98,89
3	73,56	1,48	13,79	1,20	0,90	Следы	0,63	1,33	3,79	2,68	99,36

	al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	22,4	45,4	22,3	9,9	133,6	2,66	0,27	0,30	0,50	IV	Габбро-диоритовая
2	23,9	46,6	14,4	15,1	177,8	3,08	0,40	0,63	0,31	III	Лампросиенитовая
3	46,1	15,0	8,2	30,7	418,7	6,48	0,32	0,36	0,55	IV	Тронтгиемитовая

1. Амфиболит. 2. Спессартит. 3. Гранит.

Соответственно, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, это дает коэфициенты

	$\frac{}{RO}$	SiO_2	α	$R_2O : RO$
1	2,6	5,7	2,0	1 : 6
2	2,22	6,91	2,64	1 : 2,62
3	—	8,63	4,3	1,7 : 1

Диориты по р. Караганде представлены кварцевыми разностями, сильно смятыми и похожими на роговообманковые сланцы. Породы состоят из андезина № 36, подвергшегося серицитизации, роговой обманки, замещаемой хлоритом, магнетита и кварца. Второстепенные минералы представлены апатитом. Диориты подверглись вместе со сланцами складкообразованию и были смяты.

Другой тип диоритов представлен амфиболитизированными разностями, сохранившими еще реликтовую структуру. Роговая обманка превращена во вторичную, представленную уралитом. Полевой шпат — лабрадор № 66 — сильно серицитизирован. Изредка встречается, повидимому, и вторичный альбит. Встречаются также кварц и титанит.

Граниты развиты преимущественно в Улутавских горах, где слагают большой массив. Это среднезернистые и крупнозернистые породы в центре массива красного, а на периферии серого или белого цвета. Они состоят из олигоклаза № 24, микроклина, пертита, кварца, биотита и акцессорных магнетита и апатита. Реже встречаются роговая обманка и мусковит. Вторичные минералы представлены серицитом, каолином, хлоритом и эпидотом. Периферические части обладают катаклазовой структурой. Жилы и штоки гранита наблюдаются и в других местах, по р. Караганде, Эскулы, Нарсай-тау, но здесь в них плагиоклаз преобладает. В Улу-тау наблюдаются небольшие жилы и интрузии диорита и габбро, жилы спессартита, аплита, плагиоклазита и гранит-порфира. Боковые породы — слюдяные сланцы — гранатизируются и дают роговики.

Аплиты развиты только среди гранитов.

Альбититы встречены в верховьях р. Караганды к востоку от Улу-тау и состоят почти из одного альбита с примесью кварца и роговой обманки.

В окрестностях Кургасынского свинцового месторождения И. С. Яговкин констатирует те же породы и дает анализы амфиболита, спессартита и гранита (табл. 162).

4. Кокчетавский район

В Кокчетавском районе распространены те же докембрийские породы, что и в Улутавских горах, и с той же последовательностью. Дополнительно можно отметить наличие среди роговообманковых сланцев эклогитов, а среди филлитов — мраморов. И здесь, в налегающей толще конгломератов нижнего палеозоя, встречаются гальки этих сланцев, гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров, указывающих на их архейский возраст.

Порфириты, изливавшиеся в палеозойское время, распространены на северо-востоке района, а также по р. Ишиму на западе. Отдельные мелкие излияния и жилы разбросаны по всему району. Это — темно- или светлозеленые, иногда красно-фиолетовые породы с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, очень редко роговой обманки и с миндалинами кварца, хлорита, эпидота и кальцита. Пироксен иногда подвергается уралитизации. Структура основной массы большею частью гиалопилитовая, иногда же микрозернистая или фельзитовая. Кроме порфиритов, развиты и диабазы, но

они имеют ничтожное значение. Это — редкие жилы в гранитах, возможно, относящиеся к жильной серии этих пород.

Кварцевые порфиры играют в строении района заметную роль. Это — светлокрасновато-серые породы с плотной, обычно гранофировой основной массой и со вкрапленниками ортоклаза и кварца. В тех случаях, когда они развиты дайками среди гранитов, они, вероятно, относятся к их жильной серии. Иногда наблюдаются порфировые брекчии. Гранит-порфиры встречаются также в качестве краевой фации гранитов.

Интрузивные породы представлены преимущественно гранитами. Граниты слагают горы Кокчетау, Тур-Айгыр, Буланды, Беркуты, Джиланды и другие. Они же развиты по р. Ишиму, в его крутом повороте на север, и других местах. Их выходы обычно характеризуются прекрасно выраженной матрацевидной отдельностью. Они то грубо-, то мелкозернисты, сероваты или желтоваты, или розовые. Они состоят из ортоклаза, плагиоклаза и кварца, с примесью биотита и роговой обманки. Иногда ортоклаз развит в виде порфировидных выделений (Зеренда, Аир-тау и др.). Темноцветных компонентов мало. Из них роговая обманка редка.

Граниты местами переходят в сиениты, как, например, по р. Ишиму ниже р. Сандык-су, или у подножья Кокчетау. Часто они имеют гнейсовидную структуру. Они состоят обычно из ортоклаза, плагиоклаза и роговой обманки с небольшою примесью кварца и из вторичных минералов. Из последних наблюдаются обычные — хлорит, эпидот и каолин.

Диориты являются также редкими породами. Иногда они представляют фации гранитов, образующиеся на их периферии. Диориты образуют и самостоятельные массивы. Они состоят из плагиоклаза и зеленой роговой обманки, нередко с примесью кварца. Как редкую составную часть, можно отметить авгит, замещаемый путем магматического метасоматоза роговой обманкой.

Габбро встречается редко в виде мелких интрузивных тел, нередко на периферии в связи с гранитами. Они состоят из плагиоклаза, диаллага и магнетита. Диаллаг часто замещен амфиболом. Изредка встречаются также и пироксениты. Они развиты в г. Тур-Айгыр, у оз. Джайнак, сопке Сары-адыр. Отдельные выходы имеются в степняке на Первомайском руднике. Иногда они перешли в змеевики.

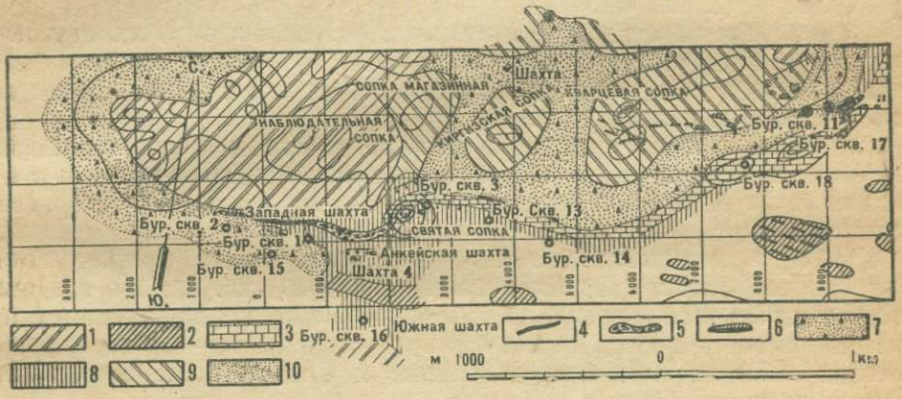
Контактовые изменения пород около молодых гранитных массивов сводятся обычно к окварцеванию. Последнему подвергаются разнообразные породы. К ним приурочены признаки медных руд.

5. Успенский рудник

По И. С. Яговкину, в районе Успенского рудника (рис. 133) разрез осадочных отложений начинается с сильно метаморфизованного нижнего палеозоя. Кварциты, кварцево-слюдяные, кремнистые, кварцево-хлоритовые, зеленые, роговообманковые сланцы являются его представителями. Выше лежат зеленоватые и красноватые филлиты, песчаники, яшмовидные сланцы, конгломераты, туфо-сланцы, с пропластками известняков. Эта толща, вероятно, представляет верхний силур. В верхах ее лежат порфириты и кератофиры.

На нее налегают конгломераты с песчаниками, порфиритами, брекчиями, кремнистыми сланцами, вверху с известняками. Жилы порфира, диорит-порфирита, диабаза и гранита разрезают толщу, относимую к девону. На них лежит порфировая толща — кварц-порфиры, кератофиры, их туфы, брекчии, конгломераты, песчаники и глинистые сланцы.

Выше лежат верхнедевонские и карбоновые известняки. Верхний девон перекрыт местами эффузиями. Начало эффузивной деятельности лежит в верхнем силуре; она усилилась в нижнем девоне и достигла расцвета в среднем и верхнем девоне. В это время изливались кислые лавы; порфириты имеют подчиненное значение. Граниты следовали позднее и превратили окружающие сланцы в роговики. Были и древние граниты, вероятно, каледонской складчатости, которые попали в гальки среднедевонского конгломерата. Гипабиссальные гранит-порфиры, порфириты, диабазы и керсантиты являются самыми молодыми.



Рис, 133. Геологическая карта Успенского рудника.

1—альбитофиры; *2*—порфироиды; *3*—известняки; *4*—кварцевые жилы; *5*—кварцево-баритовые жилы, *6*—баритовые жилы; *7*—наносы; *8*—глинистые сланцы, песчаники и конгломераты успенской серии; *9*—конгломераты с галькой кварцевого порфира, альбитофира, туфов и пр.; *10*—песчаники.

Эффузивные кварц-порфиры играют главную роль. Они сложены вкрапленниками кварца и микропертита, а иногда только альбита (№ 0—8), реже альбит-олигоклаза, погруженными в микрофельзитовую, микропойкилитовую или сферолитовую основную массу, иногда с флюидальной структурой. Некоторые породы содержат выделения биотита и магнетит или ильменит. Вторичные процессы сказались в серицитизации полевого шпата и хлоритизации биотита, а также в появлении эпидота и лимонита. Динамический метаморфизм влечет к развитию порфироидов и кварцево-серицитовых сланцев, а контактовый метаморфизм гранитами — к окварцеванию.

В районе встречаются также порфиры, бедные кварцем. Их вкрапленники представлены альбитом № 3—9, биотитом и второстепенными апатитом и рудными минералами. Основная масса — трахитовая — состоит из альбита с примесью ортоклаза. На сопке Нельды развиты альбитофиры с аналогичной структурой. То же на сопке Узун-Джал.

Порфириты частично сходны с альбитофирами, но во вкрапленниках развит зональный андезин № 32—42 или олигоклаз, а также роговая обманка или авгит. Последние замещаются хлоритом и эпидотом. Основная масса ближе к пилотакситовой. Их район развития — сопки Уйтас, Ирюк и др.

Глубинные породы района представлены гранитами, сиенитами, диоритами, габбро и змеевиками.

Граниты распространены в виде двух фаций — гранититов и роговообманковых гранитов. В них плагиоклаз относится к № 0—28, причем с увеличением основности возрастает и количество плагиоклаза. Ортоклаз, пертит и кварц также являются важными компонентами. Лейкоратовые разности иногда почти лишены биотита. В зонах смятия породы становятся гнейсовидными. Роговообманковые гранититы развиты по периферии нормальных пород или жилами в них. Они отличаются поэтому мелкозернистостью, содержат немного темных минералов и характеризуются ранним периодом кристаллизации кварца.

Сиениты связаны с гранитами и встречаются на их периферии в виде штоков и жил. Они состоят из ортоклаза, альбита, биотита и роговой обманки, с примесью апатита и магнетита. Присутствует также и кварц.

Диориты играют большую роль на севере, в окрестностях гор Аркалык и Ортау. Это среднезернистые породы, состоящие из андезина № 36 и роговой обманки, с примесью ортоклаза, кварца и магнетита.

Габбро дает небольшие и редкие выходы, но у северо-восточных склонов Ортау оно образует массив в 25 *км*². Габбро сечется апофизами гранита и изменено ими. Темносерая мелко-, средне- или крупнозернистая порода состоит из лабрадора № 49—65, пироксена, роговой обманки, апатита, магнетита и ильменита и вторичных кварца, эпидота, уралита и хлорита.

С габбро тесно связаны и змеевики.

В связи с гранитными массивами развита обильная свита жильных пород. Эта свита представлена аплитами, пегматитами, гранит-порфиритами, сиенит-порфирами, микросиенитами, кварцевыми диоритами и диорит-порфиритами, пироксеновыми порфиритами, диабазами и спессартитами.

Аплиты обычны. Они иногда обладают микропегматитовой структурой и состоят из пертита, альбита и кварца.

Пегматиты распространены реже и иногда переходят в полевошпатово-кварцевые жилы.

Гранит-порфиры состоят из выделений альбита, пертита и кварца с биотитом в основной микрогранитной гранодиоритовой или фельзитовой и сферолитовой массе.

Сиенит-порфиры носят трахитоидный характер. Они содержат немного кварца, а вкрапленники принадлежат альбиту.

Микросиениты по составу соответствуют сиенитам.

Диорит-порфириты встречены в виде жил в зелено-серой метаморфической толще.

Авгитовые порфириты состоят из авгита и плагиоклаза, вкрапленники которых погружены в гиалопилитовую основную массу. Они слагают сопки Картабай и Карачеку.

Диабазовые порфириты состоят из вкрапленников плагиоклаза № 50, погруженных в долеритовую основную массу, богатую вторичными минералами.

Диабазы состоят из плагиоклаза № 45—53 и авгита с вторичными минералами. Реже развит оливин.

Спессартиты характеризуются андезином № 32, зеленой роговой обманкой, биотитом, авгитом и магнетитом.

Описанная серия пород представлена анализами.

Таблица 163

Химический состав горных пород окрестностей Успенского рудника

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	74,22	Следы	13,64	3,59	—	0,40	0,69	1,51	2,79	3,63	—	—	100,47
2	66,20	0,26	18,80	2,22	2,64	0,61	0,54	0,77	5,61	2,97	0,40	0,28	100,30
3	58,22	0,35	16,34	4,19	1,87	1,23	0,35	6,90	2,97	3,40	3,47	0,69	99,98
4	73,11	0,11	11,91	0,65	3,41	—	0,75	1,76	3,57	3,26	1,00	—	99,53
5	45,20	1,03	14,19	5,05	11,59	—	6,30	8,85	3,12	0,25	4,22	0,57	100,37
6	55,58	1,10	19,98	1,15	4,09	—	5,65	10,43	1,69	0,69	—	0,20	100,56
7	75,88	—	11,12	3,39	0,35	—	1,26	1,38	0,81	7,08	—	0,14	101,41
8	53,61	0,54	17,64	10,79	3,67	0,28	2,33	3,14	6,24	1,55	0,66	0,18	100,63

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	43,6	20,6	8,9	26,9	404,6	0,00	0,47	0,27	0,43	III/IV	Рапакивитовая
2	45,5	27,9	3,4	30,2	272,7	1,00	0,26	0,15	0,17	II	Нордмаркитово-плагиогранитовая
3	33,1	24,0	25,5	17,4	200,7	0,83	0,43	0,08	1,06	VI	Тоналитовая
4	36,9	24,0	9,8	29,3	384,1	0,31	0,38	0,25	0,41	III	Адамеллитовая-тасна-гранитовая
5	18,1	52,8	21,8	7,3	104,0	1,80	0,06	0,41	0,42	III	Габбро-диоритовая
6	31,2	33,8	29,6	5,4	148,0	2,07	0,21	0,67	0,88	V	Пелеитовая
7	36,5	26,1	8,0	29,4	420,6	—	0,85	0,40	0,31	III	Адамеллитовая-тасна-гранитовая
8	31,9	36,2	10,3	21,6	164,8	1,29	0,14	0,30	0,28	III	Натрово-сиенитовая

1. Кварц-порфир. Сопка Нельды. 2. Альбитофир. Нельды. 3. Порфирит. Гора Ирюк. 4. Гранитит. Сопка Аюлы. 5. Авгитовый порфирит, жильный. Сопка Картабай. 6. Диабаз, жила в граните. Успенский рудник. 7. Кварц-порфир. Успенский рудник. 8. Порфир, оттуда же.

Сопоставление данных анализов показывает, что № 1, 3, 4 и 7 являются родственными друг другу, принадлежа к калийному ряду магм. Анализы 2 и 8 относятся к натровому ряду. Положение ана-

лизов ясно из диаграмм, по Ниггли и по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (рис. 134). На диаграмме *al* и *alk* видно, что по *al* выделяются два ряда. В один становятся диабаз, порфир, порфирит и гранитит с кварц-порфиром, в другой же—альбитофир и кварц-порфир (рис. 135). По *c* намечается также разветвление. При этом мы можем констатировать сопряженные пары аналогов — диабаз и порфир (альбитофир) и порфирит с альбитофиром.

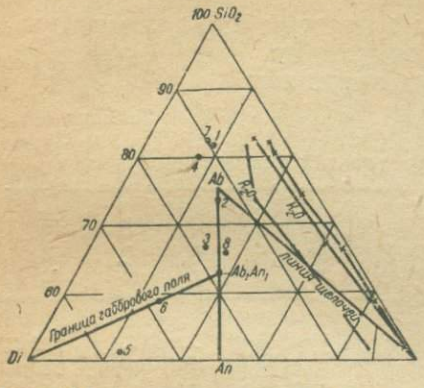


Рис. 134. Вариационная диаграмма горных пород Успенского рудника.

Порфир и альбитофир близки друг к другу по содержанию щелочей и CaO, а также MgO. Диабаз и порфирит столь же близки между собой. Вероятно, они связаны генетически друг с другом. Если мы, соединив их точки пунктиром, возьмем средние, то получим прямую линию диференциации от диабазов до гранитов и порфиров.

По диаграмме *k—mg*, соединяя родственные точки *2* и *8*, мы приходим к точке *5*, точно так же соединяются в ряд точки *3*, *4* и *6* и *4*, *1* и *7* (рис. 136).

На диаграмме *mg—c/fm* большая часть анализов попадает в разряд бедных *mg* и *c* и богатых железом (рис. 137). Исключениями являются жильный диабаз и порфирит.

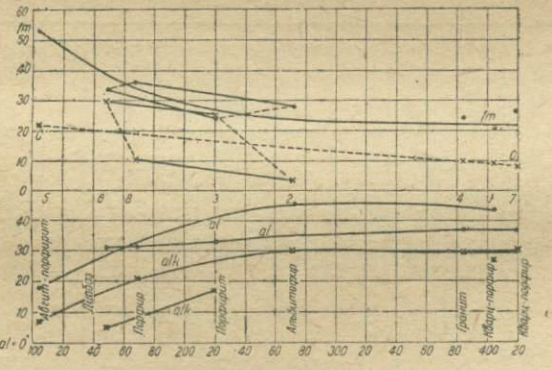


Рис. 135. Вариационная диаграмма горных пород Успенского рудника.

На диаграмме Левинсон-Лессинга мы видим точки *5* и *6* в габбровом поле. Точка *2* попала на полевошпатовую линию, близко к альбиту. Точки *3* и *8* лежат близко к полевошпатовой линии около 50% анортита. Граниты и порфиры находятся в кислом полюсе диаграммы, причем № 1 около стехиометрической полевошпатовой линии. По щелочам, содержание которых представлено точками в виде сопряженных точек, близки друг другу авгитовый порфирит, порфир, порфирит и альбитофир, тогда как по калию (кресты) выделяются по величине порфириты *3* и кварц-порфир *1*, а остальные

породы становятся в ряд бедных калием. К линии щелочей, соответствующей содержанию их от альбита до анортита, в бескварце-

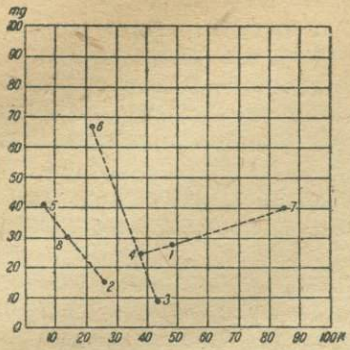


Рис. 136. k — mg—диаграмма горных пород Успенского рудника.

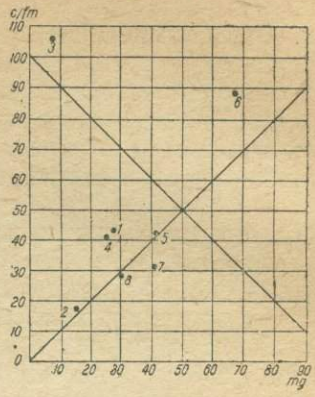


Рис. 137. Диаграмма mg — c/fm горных пород Успенского рудника.

вых породах приближаются только порфир и порфирит (№ 3 и 8). В № 2 обилие щелочей разбавлено, повидимому, кварцем и мусковитом (серицит).

6. Баян-Аульский и Верхне-Чидерминский районы

Н. Г. Кассин выделяет в районе докембрийские образования, представленные породами, аналогичными описанным выше. Выше их залегают: 1) древняя порфиритовая толща лав, туфов, агломератов и песчаников с прослоями известняков, относимая к нижнему силуру, а частично, возможно, и к кембрию; 2) песчаниковая верхнесилурийская толща; 3) порфириты и туфы конца верхнего силура и, возможно, нижнего девона; 4) интрузия основных и средних пород в конце каледонских дислокаций; 5) потоки альбитофиров и туфы их нижнего и среднего девона; 6) песчаники, конгломераты и мергеля конца нижнего девона до средины верхнего; 7) известняки второй половины верхнего девона до визея; 8) угленосная глинисто-песчаная толща с углями нижнего и среднего карбона; 9) верхнепалеозойские интрузии и 10) более молодые образования от мезозоя до современных.

Нижняя силурийская толща порфиритов и их туфов дает чрезвычайно разнообразные породы. Часто встречаются спилиты и афанитовые разности, шаровые лавы и лавовые брекчии. Иногда они приближаются к диабазам и образуют пластовые залежи.

Спилиты состоят из альбит-олигоклаза, авгита и всегда сильно хлоритизированного стекла. Множество гематита, магнетита и ильменита распылено по всей породе. Много также и вторичных кальцита, пренита, хлорита, эпидота и др. Большое количество авгита сопровождается развитием пилотакситовой структуры. Порфировые выделения представлены лабрадором или андезином; в основной массе—альбит.

Мощные покровы лав кристаллизовались более полно с развитием офитовой и интерсертальной структуры. Из цветных минералов главную роль играет авгит, иногда присутствует, повидимому, и оливин. Они большею частью разрушены, и распознать их трудно.

Поверхность шаровых колец часто шлаковая. Шаровые лавы обладают гиалопилитовой структурой, иногда с вариолями плагиоклаза или авгита. Плагиоклазы представлены обычно альбитом. В миндалинах отлагается кальцит, пренит, эпидот, цеолиты, хлориты, актинолит, халцедон и кварц. В ядре сфероидов кристаллизация шла лучше.

Туфы представлены кристаллическими туфами и реже пепловыми прослоями. Они переходят часто в яшмовидные кремнистые породы или сильно эпидотизированы.

Прослои кремнистых сланцев и яшм фиолетового, красного, синего, зеленого и других цветов, иногда полосатые, достигают 5 *м* мощности. В аморфном их базисе видны скелеты радиолярий и иглы губок, реже — осколки плагиоклазов. Н. Г. Кассин связывает их образование с выходом кремнекислых термальных источников и осаждением коллоидального кремнезема морской водой. С ними же осаждается глинозем, окись железа и др.

Среди этих пород встречаются прослои туфовых песчаников, конгломераты с туфовым цементом и галькой роговиков и яшм, монцонитов.

Общая схема разреза нижнего силура снизу вверх

1. Порфириты и их туфы	500 *м*
2. Плотные, красные, фиолетовые и другие яшмоиды с туфами .	150—350 „
3. Порфириты, туфы и туфовые песчаники с прослоями мергелей и известняков	250—400 „

В верхнем силуре распространены преимущественно песчаники типа серых вакк с порфиритовым материалом в обломках. Над ними залегает свита плагиоклаз-порфиритовых лав, туфобрекчий, конгломератов, агломератов и песчаников, отложившихся в конце верхнего силура и в нижнем девоне. Лавы имеют характер подводных и наземных излияний и обладают буровато-коричневым до черного цветом.

В жильном залегании развиты полнокристаллические порфириты с вкрапленниками плагиоклаза № 40—72 с интерсертальной или офитовой структурами. Во вкрапленниках присутствует пироксен и, возможно, оливин. Основная масса содержит микролиты андезина и обильные вторичные минералы. Темноцветные минералы обычно нацело замещены ими.

В покровах и потоках развились пилотакситовые, гиалопилитовые, спилитовые и трахитовые структуры. Их вкрапленники плагиоклаза обладают составом № 35—60, а микролиты — до альбита. Темноцветных немного. Имеются миндалекаменные породы.

Черные лавы близки бурым.

Вулканические туфы пользуются широким распространением. Это плотные пепловые коричневые породы, состоящие из осколков стекла, плагиоклазов, пироксенов и рудных зерен и обильных вторичных минералов — хлорита, эпидота, лимонита, кварца и халцедона.

Интрузии верхнего силура представлены габбро, пироксенитами, перидотитами, гранодиоритами и др. Они связаны с концом каледонских дислокаций, прорывают нижне- и верхнесилурийские отложения и не затронули вышележащую альбитофировую толщу. Их ряд доходит до типичных гранитов, сходных с варисцийскими. Их гальки встречаются в девонских и каменноугольных конгломератах. Большая часть этих интрузий развита по правую сторону р. Чидерты.

Граносиениты состоят из 41% микролин-пертита, 29% плагиоклаза, 17% кварца, 5% биотита, 1% роговой обманки, 6% рудных минералов и 1% апатита. Плагиоклаз представлен андезином № 35—42. Апатит концентрируется около рудных минералов. Много вторичных серицита, эпидота и хлорита образовалось по первичным минералам. Особенно много основных пород к северу от сопок Караул-чеку и горы Толпак. Они развиты небольшими телами среди вторичных кварцитов, лав и яшм.

Эот — зернистые, темнозеленые породы, состоящие в габбровой фации из плагиоклазов № 35—65 и пироксенов. В монцонитовых разностях присутствует ортоклаз, в диоритах — немного кварца и роговая обманка. В габбро встречается ромбический пироксен (энстатит), иногда оливин и магнетит с апатитом. Количество темноцветных варьирует от 20—75%; это непостоянство говорит о поверхностных фациях интрузий. Много вторичных — эпидота, серицита, альбита, актинолита, хлорита, серпентина и карбонатов.

Среди перидотитов до 30—80% составляет оливин, остальные диаллаг, энстатит или бронзит и титанит, магнетит и хлорит. Иногда отмечается плагиоклаз. Вследствие этого различаются лерцолиты и верлиты, переходящие иногда в пироксениты и чаще в вебстериты. Иногда они замещены змеевиками. В горах Толпак перидотиты связаны с габбро в одной интрузии.

В нижнем девоне, в основе залегают альбитофировые лавы и их туфы, туфиты, пластующиеся с конгломератами. Эффузии имеют большое распространение и залегают в виде потоков и покровов. Имеются три группы пород по характеру вкрапленников: 1) кварцево-пертитовые, 2) пертитовые и 3) альбитовые. По структуре различаются микрогранитные, трахитовые, микропойкилитовые, микрофельзитовые, псевдосферолитовые и стекловатые разности. Встречаются олигоклазовые и андезиновые порфириты с микролитовой, пилотакситовой и другими структурами. Наблюдается также слоистая, пузыристая и перлитовая текстуры. Иногда наблюдаются туфобрекчии.

Порфировые выделения представлены альбитом, ортоклазом, анортоклазом, пертитом, кварцем и роговой обманкой или биотитом.

Верхнепалеозойские интрузии следовали за отложением угленосной свиты и дали большие массы гранитов, их штоки, дайки гранит- и сиенит-порфиров, сиенитов, монцонитов и других пород. Их гальки встречаются в конгломератах нижней юры. Вероятно, это интрузии варисцийской складчатости.

Выходы гранитов занимают 18% площади. Южная их полоса тянется до 200 *км* и обладает шириной до 30 *км*. Полосы серых и розовато-серых гранитов, крупнозернистых, чередуются с розовыми и красными, мелкозернистыми. Последние являются более молодыми

и прорывают серые разности. Пластовая отдельность серых гранитов согласна с залеганием окружающих пород. Дайки лампрофиров, аплитов и пегматитов многочисленны. Серые граниты в контактах переходят в сиениты, монцониты, гранодиориты и кварцевые диориты.

Северная полоса гранитов Баян-аула длиною до 75 *км* залегает согласно с вмещающими породами. Серые граниты господствуют, а к северо-западу переходят в кварцевые диориты. Они сопровождаются в краевых частях той же жильной серией.

Небольшие отпрыски гранитного очага наблюдаются всюду и имеют характер сиенитов и сиенит-порфиров. Кызылтавские граниты обладают крупно- или среднезернистой структурой и состоят из кварца, олигоклаза № 18—22 (до 10—20%), пертита (50—55%), кварца (25—30%) и акцессорных (до 1,5%). Олигоклаз идиоморфен.

Баян-аульские серые граниты состоят из кварца (18%), микроклин-пертита (48,5), олигоклаза № 18—22 (31%), биотита (1,5%) и акцессорных (1,5%).

Гранодиориты северо-запада Баян-аульского массива состоят из кварца (до 20%), плагиоклаза № 28 (50—55%), микропертита (10—15%), темноцветных (10—15%) и акцессорных с рудными минералами.

Диориты и гранодиориты встречаются везде по краям массивов гранита. Еще неясно, являются они более древними или же местными фациями интрузий. Иногда меланократовые фации встречаются и внутри массивов, являясь частично результатом ассимиляции туфовых включений.

В краевых частях серых гранитов развиваются также разности с гранит-порфировой структурой, часто такситового характера, или мелкозернистые породы сиенитового типа. Такситовые разности содержат участки габбрового, диоритового, сиенитового и аляскитового состава, куски посторонних пород и обогащенные около них участки роговой обманки. Часто наблюдается катаклаз.

Красные граниты наиболее развиты в Кызылтавском районе. Они состоят из кварца (30—33%), микропертита (45%), олигоклаза № 25 (20%), биотита или роговой обманки (1,5—4%) и второстепенных минералов (0,5%). У них также имеются гранит- и сиенит-порфировые фации, монцониты, монцонит-порфиры, диорит-порфиры и диабазовые порфириты. В краевых частях имели место гидротермальные изменения.

Лампрофиры представлены керсантитами и спессартитами. Пегматиты и аплиты часты и обычны. Гидротермальная фаза, кроме краевых изменений пород, сказалась в образовании кварцевых жил, часто с содержанием сульфидов, гематита и барита.

Контактовые изменения около интрузий резко выражены. В порфиритах и песчаниках наблюдается окварцевание, развитие эпидота, хлорита, геденбергита и диопсида или роговой обманки. Известняки мраморизуются или превращаются в скарны с геденбергитом, диопсидом, гранатом и эпидотом. То же наблюдается в мергелях. Альбитофиры и их туфы подвергаются окварцеванию, иногда биотитизации и превращаются в роговики. Окварцеванию подвержены также и известняки. Угли переходят в антрацит или графит. Окварцевание и биотитизация являются типич-

ными, остальные процессы редки. Мощность контактовых зон у баян-аульского гранита 0,25—0,5 *км*.

Крупные гранитные массивы имеют то согласные, пологопадающие, то крутые прорывающие контакты, и М. П. Русаков и И. С. Яговкин считают их батолитами; мелкие тела иногда имеют лакколитовую форму. Иногда в контактах наблюдается слоистость.

Основные краевые фации объясняются, вероятно, первичной кристаллизацией еще не диференцированной магмы, отчасти реакцией с кровлей, а такситовые участки произошли, повидимому, вследствие дробления этих застывших корок и погружения в уже диференцировавшийся внизу слой при дальнейшем движении магмы вперед.

Интересно отметить в горе Толпак среди змеевиков наличие содалитовых сиенитов, которые являются яркими свидетелями тенденции гранитной магмы к щелочности в связи с реакцией со змеевиками.

7. Экибастузский район

В Экибастузском районе, по данным Д. С. Коржинского, в нижнем силуре уже встречаются в конгломератах гальки порфиритов, диоритов и гранодиоритов, интрузии которых были ранее этого времени.

В верхних частях нижнего силура развиты излияния микродиабазов, диабазовых и роговообманковых порфиритов. Вышележащая догалайская свита конгломератов и песчаников содержит редкие покровы порфиритов, следующая же майкаинская свита, переходная от нижнего силура к верхнему, существенно состоит из порфиритовых покровов с прослоями осадочных пород. Вышележащая Кайдаульская (S_2) толща сложена порфиритами и их туфами, но вверху большое значение приобретают альбитофиры и фельзиты наряду с порфиритами. В течение этого времени происходило отступание моря, и осадки майкаинской толщи носят мелководный характер, а в кайдаульской их нет совершенно.

Эти породы в виде гипабиссальных диорит-порфиритов, плагиопорфиров и диабазовых порфиритов образуют лакколиты, дайки и др. среди силурийских пород. Майкаинская и более древние толщи прорваны перидотитами. Время отложения осадков $D_3 — C_1$ было временем затухания магматической деятельности, но варисцийская складчатость дала многочисленные интрузии гранитов, гранит-порфиров, щелочных гранитов, гранодиоритов, сиенитов, диоритов и габбро. Это — штоки и мелкие тела.

Среди эффузивных пород описаны диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, оливиновый базальт, порфириты и кварцевые порфириты с авгитом, роговой обманкой или только с плагиоклазом во вкрапленниках, наконец и альбитофиры, фельзитовые, а также ортофиры и кварцевые порфиры. Ортофиры являются редкими и типичными, обладая трахитовой структурой и вкрапленниками микропертита и разрушенного цветного компонента. Д. С. Коржинский приводит три анализа фельзитовых кварц-альбитофиров в табл. 164.

Таблица 164

Химический состав горных пород Экибастузского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	H_2O	Сумма
1	76,25	0,07	11,69	1,88	0,80	0,02	0,09	0,33	2,84	5,40	0,12	0,54	100,03
2	76,08	0,22	12,46	1,75	0,59	0,01	0,27	0,34	3,27	3,87	0,18	1,09	100,13
3	71,37	0,45	14,91	2,70	0,71	0,02	0,25	0,42	4,49	3,60	0,00	0,99	99,91

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	43,9	14,1	2,3	39,7	485,2	0,38	0,56	0,06	0,17	II	Между энгадинитовой и щелочно-гранитовой
2	46,9	14,6	2,3	36,2	487,4	1,15	0,44	0,18	0,16	II	
3	46,3	15,9	2,6	35,2	377,0	1,90	0,35	0,12	0,16	II	

1	0,97	$\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 10.07$	$SiO_2R_2O : RO = 5,2 : 1;\ \alpha = 5,07$
2	0,86	$\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 9.50$	$SiO_2R_2O : RO = 4,4 : 1;\ \alpha = 5,0$
3	0,83	$\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 7,34$	$SiO_2R_2O : RO = 4,7 : 1;\ \alpha = 3,83$

По составу эти породы относятся к нормальным липаритам, и только по меньшему коэфициенту *c* приобретают некоторый оттенок щелочности.

Досилурийские интрузивные породы известны только в виде галек в нижнесилурийских конгломератах. К юго-востоку от Чачканских гор в такой гальке встречены порфировидные гранодиориты. Коренных выходов неизвестно.

Силурийские интрузии. Две больших интрузии диорит-порфиритов известны в районе оз. Уч-куль и к востоку от Экибастуза, а также вблизи оз. Кара-сор. В их мелкозернистой основной массе состава кварц-диоритов содержатся вкрапленники плагиоклаза, сильно серицитизированного. Роговая обманка частично резорбирована.

Учкульские лакколиты расположены среди порфиритово-туфовой толщи с окварцеванием окружающих пород. Они тесно связаны с находящимися к северу от них эффузивными роговообманковыми порфиритами.

Имеются также интрузии (лакколиты) плагиопорфиров, альбитофиров и фельзитов, также в тесной связи с эффузивными породами, интрузии диабазов и диабаз-порфиритов, габбро, габбро-порфиритов, спессартитов, а также альбитового микрогранита.

Доварисцийскими являются также и змеевики, большею частью окварцеванные. Узкая и длинная (67 *км*) полоса их проходит у оз. Ангрен-сор (Кутинебакпасский массив). Второй массив — Кайдаульский. Большая часть их окварцована, причем в отличие от вторичных кварцитов, происшедших из эффузивных пород, в них не содер-

жится ни каолина, ни серицита, а встречаются иногда реликты змеевиков. Часто развивается магнетит.

В массивах встречаются наряду со змеевиками также габбро и диориты (кварцевые) и жильные диабазы, диорит-порфириты, плагиаплиты, гранатовые, пироксеновые, везувиановые и актинолитовые породы и др. Змеевики прорезают майкаинскую свиту S_2, но верхний предел их возраста не известен. Д. С. Коржинский приходит к выводу о постмагматическом образовании указанных пород собственными термальными или пневматолитическими водами.

Варисцийские интрузии гранодиоритов сосредоточены в южной части района и имеют характер штоков гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров. У Чакчанского пикета развит шток арфведсонитового анортоклазового гранит-порфира. Краевые фации гранитов сложены диоритами и габбро. Контакты этих пород характеризуются образованием роговиков, актинолитизацией, эпидотизацией, альбитизацией, пренитизацией пород и реже турмалинизацией. Множество рудных месторождений связано с этими интрузиями. Непромышленны контактовые месторождения, жильные месторождения медных и железных руд, жильно-метасоматические полиметаллические месторождения с окварцеванием окружающих пород.

Химический анализ арфведсонито-анортоклазового гранит-порфира.

Таблица 165

Химический состав арфведсонитового гранит-порфира

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
74,97	0,32	12,11	2,03	0,98	0,05	0,25	0,32	3,96	4,42	0,48	99,89

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
42,2	16,3	2,1	39,4	443,8	1,42	0,42	0,13	0,13	II	Щелочно-гранитовая

Мы видим, что анализы альбитофиров не отличаются от этой породы, кроме несколько большего *al*, и относятся к той же магме.

Те же породы и в близких отношениях развиты в восточной части Каркаралинского района. Особенно сильно развиты граниты и эффузивные порфиры и их туфы с образованием огромных масс вторичных кварцитов, как результат контактового воздействия гранитов на эффузивные и другие породы (окварцевание) (М. П. Русаков).

В подобных контактовых продуктах окварцевания эффузивов расположены месторождения корунда и андалузита Семизбугу в окрестностях Павлодара.

8. Хребет Чингиз

По А. К. Мейстеру, эффузивная деятельность известна с кембрия. В толще филлитов имеются прослои порфиритов и порфиров, большею частью смятых до степени неотличимых от филлитов осадочного типа, но местами сохранивших свой характер.

Такими сланцами сложен хребет Кан-Чингиз и Кадыр. В силуре, который еще недостаточно расчленен, пласты осадочных пород также чередуются с эффузивными, менее измененными породами. То же относится к девону и карбону, где тоже изливались порфириты и порфиры.

В кварцевых порфирах вкрапленники представлены преимущественно кварцем, ортоклазом и плагиоклазом. Иногда к ним присоединяются роговая обманка и биотит. Основная масса иногда имеет сферолитовую структуру.

В ортофирах и альбитофирах кварцевые выделения отсутствуют.

Порфириты содержат вкрапленники олигоклаза, андезина и роговой обманки. И те и другие часто замещены вторичными минералами. Основная масса пилотакситовая или гиалопилитовая, реже приближается к трахитовой или микродиоритовой. Столь же редки и диабазовые порфириты

Интрузивные породы представлены аляскитами, гранитами, гранодиоритами и диоритами. Граниты представлены роговообманковыми и биотитовыми разностями.

Аналогичны отношения и типы пород в Балхашском районе. Горностаев дает для молодых пермских интрузий гранитной магмы и ее дериватов название семейтавского изверженного комплекса. Эти интрузии, развитые в горах Семей-тау к западу от Семипалатинска, носят, как и всюду, гипабиссальный характер.

9. Калбинский хребет

Аналогичны отношения и в Калбинском хребте. В районе имеют распространение преимущественно отложения нижнего карбона, представленные сланцами и песчаниками с линзами известняков. Сланцы и песчаники иногда содержат прослои угля, известняки относятся к визею. В южной части района имеются туфопесчаные отложения с прослоями яшм. На юго-западе Калбинского хребта встречаются девонские отложения, представленные глинистыми сланцами, туфитами и яшмами. Среди туфов песчаниковой толщи имеются эффузивные породы типа диабазов. Все породы сильно метаморфизованы гранитами и около них превращены в роговики. Обширные роговиковые и слюдяно-сланцевые поля свидетельствуют о пологой контактовой поверхности гранитов. Последние расположены в средней части хребта, намечая, повидимому, его антиклинальную ось.

Интрузии гранитов произошли в различное время. Крупнозернистые щелочные граниты вторглись в раннюю фазу варисцийской складчатости, а в конце ее проникли граниты среднего типа, тогда как в южной части хребта имеются интрузии гранодиоритов в виде мелких массивов. Жильные породы сопровождали эти интру-

зии. Интрузии крупнозернистых щелочных гранитов закончились образованием кварцевых жил. Средний тип гранитов дал множество даек аплитов, пегматитов и кварцевых жил с оловянным камнем. Гранодиориты создали золотое оруденение. Нижеследующее описание гранитов Калбы мы берем из неопубликованной работы А. И. Волженкова.

Крупнозернистые щелочные граниты состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза, биотита, мусковита, циркона, апатита и вторичных серицита, эпидота, хлорита и лимонита. Кварц образует обычно неправильные зерна, нередко корродирующие другие минералы. Микроклин (пертит) развит в двух генерациях: в виде порфировидных неправильных зерен до 2 *см*, стесненных плагиоклазом, и в виде мелких неправильных зерен, аллотриоморфных даже к кварцу. Количество его колеблется в пределах 31—39%. Плагиоклаз развит в трех генерациях. Первая (№ 10) дает призматические зерна до 8 *мм* и пойкилитовые включения в микроклине, с двойниками по законам рок турне и эстерельскому. Она сильно корродирована микроклином и кварцем. Вторая генерация выполняет промежутки между зернами кварца, и по составу одинакова с первой № 10. Третья дает пертитовые вростки также с составом № 10. Всего плагиоклаза в породе 27—31%. Биотита немного, и только иногда он скопляется, образуя шлиры до 8 *см*. Он является более поздним компонентом сравнительно с плагиоклазом. Мусковит редок.

Граниты среднего типа развиты в виде биотитовой и двуслюдяной разности. Они слагают горы Сарызек, Чебарчеку, у оз. Скалистого, и ряд мелких массивов, вытянутых, как и все породы, в северо-западном направлении. Это — среднезернистые граниты, реже порфировидные светлосерого цвета. Они состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза, биотита, мусковита, апатита, циркона, титанита, магнетита и вторичных хлорита, сагенита и серицита.

Кварц развит в двух генерациях в виде главной, представленной неправильными зернами, часто корродирующими полевые шпаты, и в виде мирмекитовых вростков. Микроклин образует зерна до 5 *мм*, относящиеся к позднему периоду кристаллизации и корродирующие плагиоклазы. Последние редко идиоморфны, обычно корродированы. Они относятся к альбит-олигоклазу № 15 до олигоклаза № 25. Плагиоклаз замещается мусковитом и серицитом. Биотит также относится к минералам поздней генерации. Мусковит образуется за счет плагиоклаза и частично биотита. Его нет в краевых гранодиоритовых фациях.

Гранодиориты являются краевой фацией гранитов среднего типа, а в южных участках и самостоятельными массивами. Они состоят из кварца, небольшого количества микроклина, плагиоклаза № 15—32 с основным ядром и кислой периферией, биотита, мусковита, циркона, апатита, сфена и вторичных минералов. Количественно кварц содержится около 24—33%, микроклин 0,8—0,9%, плагиоклаз 53—56% и биотит 10—21,5%. Соотношения минералов, как и у нормальных разностей. В гранодиоритовых массивах состав пород дается: кварц — 15%, микроклин 9%, плагиоклаз 66%, биотит 8% и эпидот 2%.

В районе контактов развиты жильные аплиты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, плагиограниты, гранит-пор-

фиры и пегматиты. Щелочные крупнозернистые граниты очень редко содержат пегматитовые жилы, тогда как у гранитов среднего типа они очень часты. В их составе большую роль играют аплитовые фации, а пегматитовые фации содержат крупные полевые шпаты и кварц, часто в пегматитовом срастании, с примесью мусковита и турмалина. Иногда встречаются топаз, шеелит, авгит и берилл.

Контактовые изменения около гранитов представлены роговиками темносерого цвета, состоящим из кварца, плагиоклаза № 17, большого количества биотита, эпидота, циркона и вторичных минералов с роговиковой структурой. Иногда видны реликты обломочной структуры песчаников. Около гранитов среднего типа образовались кварцево-биотитовые роговики и сланцы, содержащие также и плагиоклаз с микроклином, кварцево-биотитово-турмалиновые сланцы, двуслюдяные роговики без турмалина и с турмалином, хлоритово-турмалиновые углистые сланцы с порфиробластами хлорита, турмалиново-слюдяные углистые сланцы, слюдяно-андалузитовые углистые сланцы и биотитово-хлоритовые глинистые сланцы.

Химические анализы гранитных пород дали следующие результаты:

Таблица 166

Химический состав горных пород Калбинского хребта

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	S	Сумма
1	73,03	Сл.	13,31	1,67	0,94	0,00	Сл.	0,77	4,04	6,12	0,46	Сл.	0,27	100,61
2	71,25	0,35	14,59	1,35	1,15	Сл.	0,59	1,14	2,62	4,86	1,12	0,41	0,34	99,77
3	65,86	0,60	15,30	2,76	1,95	0,09	1,34	3,09	3,97	3,47	1,20	0,19	0,35	100,17

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	42,1	16,7	5,0	42,2	394	0,5	0,0	0,46	IV	Щелочно-гранитовая
2	43,3	11,4	6,9	32,4	409	0,55	0,45	0,65	IV	Энгадинитовая
3	37,4	23,9	13,7	25,2	288	0,37	0,35	0,57	IV	Гранодиоритовая

1. Щелочной крупнозернистый гранит Чертей-тау. 2. Гранит среднего типа, оз. Скалистое. 3. Гранодиорит у с. Саратовки.

Обращает внимание богатство нормальных гранитов и гранодиоритов летучими компонентами (H_2O, P_2O_5, TiO_2 и S), сравнительно со щелочным гранитом Чертей-тау. Мы имеем интрузии в две фазы. Граниты среднего типа являются более поздними и приобрели при кристаллизации в краевых частях протокластический характер и гнейсовидность. Их плагиоклазы разбиты и спаяны минералами последнего периода кристаллизации, т. е. кварцем и калиевым полевым шпатом. Кристаллизация их шла под давлением сланцев и

древних крупнозернистых гранитов, что видно в районе Чертей-Тау. С молодыми гранитами связаны оловянные месторождения Калбы, а также вольфрамит и золото, приуроченное к гранодиоритовым интрузивам Калбы.

По работам других авторов в Калбе развиты также диориты, диабазы, габбро и змеевики, а также эффузивные порфириты, порфиры и альбитофиры, но монографического описания они еще не получили.

10. Тарбагатай

Хребет Тарбагатай в петрографическом отношении также слабо изучен. Он сложен главным образом среднедевонскими метаморфизованными зелеными и красными глинистыми сланцами и филлитами и нижнекаменноугольными отложениями. Многочисленные мелкие и ряд крупных гранитов прорывают их. Граниты преимущественно биотитовые, иногда по краям массивов переходят в гранит-порфиры. Реже встречаются диориты и сиениты на окраинах гранитных полей. Интересными являются описанные В. Н. Лодочниковым щелочные породы. Они имеют малое распространение, связаны с гранитами и представлены щелочными эгирин-авгитовыми и арфведсонитовыми гранит-порфирами и аплитами и особым оливиновым ортоклазовым габбро, совершенно лишенным плагиоклаза.

Эффузивные породы представлены кварц-порфирами и их туфами, лежащими в основе D_2 и ниже. Порфириты, диабазы и мелафиры моложе нижнего карбона. Из района Джунгарского Алатау имеются анализы горных пород.

Подводя итоги по Каказстану, мы можем отметить крайне слабую изученность края. Петрография его еще ждет исследователя. Но и теперь уже ясно, что на его территории распространены главным образом щелочноземельные породы и только редко встречаются уклонения в сторону щелочности. И только случайностью, вероятно, объясняется наличие анализов, в которых преобладает энгадинитовый и щелочно-гранитовый тип магм. Хотя первый из них относится к щелочноземельному ряду, тем не менее он родствен щелочным породам и нередко с ними тесно связан. Обращает внимание незначительность роли основных интрузивных пород, в противоположность Уралу, где они пользуются громадным распространением. Их интрузии разбросаны в Казакстане повсюду, везде приурочены к доварисцийской и, вероятно, к каледонской фазе складчатости. Сводка процессов вулканизма Казакстана дана Н. Г. Кассиным и положена нами в основу изложения. Явления метаморфизма в Казакстане распространены и отличаются как региональным, так и местным характером. Особенно интенсивно выражен процесс образования роговиков на контактах с гранитами, а также интенсивные процессы окварцевания кровли гранитов.

Окварцевание охватывает все породы, но особенно кислые кварц-порфировые эффузивные и гипабиссальные разности. К таким районам приурочены месторождения вкрапленных медных руд (Коунрад и др.). Большая часть полезных ископаемых Казакстана, — олово, вольфрам, золото, медные руды типа вкрапленников (Коунрад), или

Химический состав горных пород Джунгарского Алатау

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	69,83	0,54	16,63	—	3,67	1,78	1,90	3,40	1,70	0,98	100,43
2	68,68	0,55	17,69	—	2,61	1,40	2,10	4,13	3,45	0,59	101,20
3	68,70	0,40	16,24	2,72	0,21	2,04	2,33	1,84	4,48	1,86	100,62
4	48,61	1,22	20,84	—	7,42	7,42	8,86	3,05	0,64	1,94	100,00
5	64,51	—	17,55	3,28	1,46	2,24	4,60	2,05	2,45	1,76	99,90
6	60,71	—	20,30	2,24	2,59	1,73	3,08	5,78	2,73	1,31	101,17
7	52,02	1,05	19,03	5,73	3,40	3,08	8,60	3,19	1,12	2,33	99,55
8	62,82	0,60	18,33	2,34	0,66	1,11	7,09	2,64	3,02	0,61	99,22

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	44,7	26,1	9,2	20,0	320,8	1,91	0,25	0,47	0,35	III	Тронтгиемитовая
2	44,9	18,5	9,6	27,0	300,0	1,82	0,36	0,50	0,52	IV	Адамеллитовая
3	43,5	24,1	11,3	21,1	313,3	1,35	0,62	0,60	0,47	IV	»
4	28,9	40,9	22,3	7,9	117,0	2,08	0,12	0,64	0,55	IV	Соммаит-диоритовая
5	39,8	27,3	19,1	13,8	249,3	—	0,44	0,47	0,70	V	Тоналитовая
6	41,1	22,2	11,4	25,3	211,1	—	0,24	0,40	0,51	V	Грано-диоритовая
7	31,1	32,7	25,6	10,6	146,7	2,11	0,19	0,39	0,78	V	Нормально-диоритовая
8	40,2	14,8	28,2	16,8	236,3	1,54	0,43	0,42	1,91	VII	Плагиоклаз-гранитовая-кварц-диоритовая

1. Адамеллит. Джунгарский Алатау. 2. Адамеллит. Там же.
3. Ортоклазит. Акчатавские горы. 4. Кампто-вогезит. Тарбагатай.
5. Андезито-базальт. Там же. 6. Андезито-трахит. Там же. 7. Андезито-базальт. Акчатавские горы. 8. Кварцевый порфирит. Там же.

типа цемента в песчаниках (Джезказган), а также жильные месторождения, связаны с молодыми интрузиями гранитов. Признаки платины и хромита обусловлены наличием интрузий перидотитов и пироксенитов и развившихся из них змеевиков.

Главнейшая литература по петрографии Казахстана

1. А. Аносов. Гидрогеологическое описание юго-западной и южной частей Каркаралинского уезда, Семипалатинской области, Изд. От. зем. улучш., 1916.
2. А. Борисяк. Геологический очерк Сибири 1923.
3. М. Васильевский. К геологии Тарбагатая. «Изв. Геол. ком.», 1924, XXXII, 1063—1106.
4. Н. К. Высоцкий. Геологические исследования 1894 г. в Киргизской степи и на р. Иртыше. Геол. иссл. и разв. раб. по лин. Сиб. ж. д., в. I, 1896.
5. Н. Горностаев. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Присемипалатинском районе Киргизской степи в 1920—21 г., Изв. Сиб. отд. геол. ком. 1923, 3. № 2.
6. Н. Г. Кассин. Очерк гидрогеологии северо-восточной части Казакстана и прилегающих к нему частей Сибирского края. «Подз. воды СССР», № 10, 1929.

7. Н. Кассин, М. Русаков и И. Яговкин. Медные и полиметаллические месторождения северного Казакстана. Главн. медн., свинц. и цинк. месторождения СССР. Изд. ГГРУ, 1931, стр. 59—146.
8. Н. Г. Кассин. Краткий геологический очерк северо-восточного Казакстана. «Тр. ВГРО», № 165, 1931.
9. Н. Г. Кассин. Проявления вулканизма в северном Казакстане. «Изв. ВГРО», 1931 L; вып. 83; 1225—1242.
10. А. Козырев. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. Изд. Отд. геол. улуч. 1911.
11. А. Краснопольский. Геологические исследования в Акмолинской и Семипалатинской обл. Геол. иссл. и разв. раб. по линии Сиб. ж. д., XXI, 1902.
12. В. Лодочников. Материалы по петрографии западной части северного склона русского Тарбагатая. «Изв. Геол. ком.», 1928, XVII, 189—208.
13. П. Матвеев и А. Нифантов. Гидрогеологические исследования в северо-восточной и восточной частях Тургайского у. Тургайской обл. Изд. Отд. зем. ул., 1916.
14. А. Мейстер. Геологические исследования в Киргизской степи. Геол. иссл. и разв. раб. по линии Сиб. ж. д., вып. XV.
15. А. Мейстер. Геологическое описание маршрута Семипалатинск — Верный. «Тр. Геол. ком.», № 51, 1909.
16. Б. Мефферт. Очерк северного Прибалхашья и прилежащих к нему частей западного Балхаша. «Изв. Р. геогр. об-ва», 1912, 48, 23—46.
17. В. Нехорошев. О возрасте метаморфических пород Калбинского хребта. «Вестн. Геол. ком.» 1927, № 6, т. XVI.
18. В. А. Обручев. К орографии и геологии Калбинского хребта. Томск 1912.
19. В. А. Обручев. Металлогенические эпохи и области Сибири. «Тр. Инст. прикл. мин. и мет.» вып. 21, 1926.
20. Г. Падалка. Полиметаллическое месторождение Беркара в Киргизской степи. «Изв. Геол. ком.», 1926, т. XV.
21. Г. Падалка. Контактово-метаморфическое месторождение Саменбет в Киргизской степи. «Изв. Геол. ком.», 1926, т. XV.
22. В. Резниченко. Восточная Калба. Геологич. и географич. очерк Усть-Камен. у. Семипал. обл. Изд. отд. зем. ул. 1916.
23. М. Русаков. Железорудные месторождения Кентюбе и Тогай в Восточно-Каркаралинском районе Киргизской степи. Мат. по общ. и прикл. геол.» № 109, 1929.
24. М. Русаков и Н. Наковник. Корундовые месторождения Семиз-бугу в Киргизской степи, «Изв. Геол. ком.», 1927, т. XVI.
25. А. Рябинин. Хребет Акча-тау в юго-восточной части Чингиза. «Тр. Геол. ком.» № 129, 1915.
26. П. Чурчин. Южный склон русского Тарбагатая от р. Кара-Кетата до р. Урджара. «Изв. Геол. Ком.» 1916, т. XXXV, стр. 405—436.
27. И. Яговкин. Геологические наблюдения по р. Ишиму в Кокчетавском районе Акмолинской области в 1923 г. Мат. по общ. и прикл. геол. № 94, 1929.
28. И. Яговкин. Джезказганский район. Предвар. «отчет о геол. иссл. 1925 и 1926 г. «Изв. Геол. ком.», 1928, XVI, № 7.
29. И. Яговкин. Кургасынское свинцовое месторождение Тургайской области. «Изв. Геол. ком.», 1928, XVI, № 8.
30. И. Яговкин. Успенское медное месторождение «Акмолинской губ. в Казакстане АССР. «Тр. Геол. ком.» № 165, 1928.
31. И. Яговкин. Геологический очерк Спасского завода. «Изв. Геол. ком.», 1927, т. XVI. № 9.

Глава XI

СРЕДНЯЯ АЗИЯ

1. Общий обзор вулканизма Средней азии

Вулканизм Туркестана охватывается в значительной степени статьей В. А. Николаева. Древнейшие докембрийские отложения довольно широко распространены в различных хребтах системы Тянь-шаня. Протерозойские песчаники Ичкеле-тау содержат конгломераты с галькой розового аплита и двуслюдяного гранита. Эти прослои свидетельствуют о наличии древних интрузий. О том же свидетельствуют песчаники и кварциты протерозоя Чу-Илийских гор Александровского хребта, Таласского Алатау, Памира, Каратегинского и Гиссарского хребтов. Их кварц совершенно ясно произошел от разрушения древних, архейских гранитов и гнейсов. Выходы их на поверхность, однако, не известны.

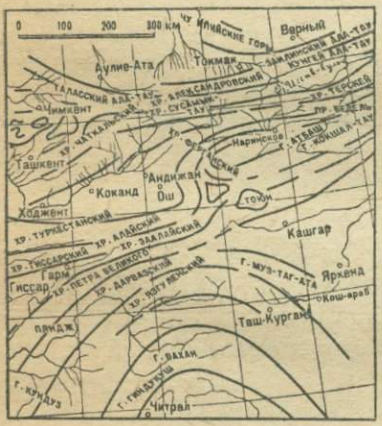


Рис. 138. Схема тектоники хребтов Тянь-шаня и Памир-Алая (по Д. В. Никитину).

Протерозой Чу-Илийских гор содержит много основных эффузивных пород и их туфов, типа спилитов, превращенных в альбито-роговообманковые и хлоритовые сланцы, а также рассланцованных порфировых пород и их туфов. Аналогичными измененными основными породами диабазового типа являются амфиболиты западной части Александровского хребта. Докембрийскими являются мощные излияния спилитов того же хребта.

Северные Памирские дуги также содержат в протерозое залежи диабазов, порфиритов и их туфов. На Памире известны в протерозое и метаморфизованные гипабиссальные габбро и эффузивные породы одновременные с отложениями, в которых они залегают. Они превращены в хлоритовые сланцы, амфиболиты, габбровые сланцы и змеевики.

Наличие гранито-гнейсов и гранитов в докембрие среди кристаллических сланцев не дает права считать их древними. Только в бассейне р. Исфайрам и Шахимардан в Алайском хребте известняки S_2, повидимому, лежат на древних гранитах, в других местах нигде нет каких-либо серьезных доводов в пользу наличия древнейших гранитов в строении горных цепей.

Первый палеозойский цикл. Протерозойская система складчатости в области центральных цепей Тянь-шаня с кембрия, а в области северных цепей с нижнего силура была залита морем, отложившим сланцы, песчаники, конгломераты и известняки в разнообразных фациях. В конце силура район северных цепей, а отчасти и центральных охватывается орогенезом, и море сохраняется только в южных цепях. Северные цепи и восточные части центральных в девоне нивеллируются и покрываются осадками второго палеозойского цикла.

Отложение осадочных пород в кембрие и нижнем силуре шло спокойно, но магматические породы известны в нижнем палеозое южных дуг. Их нет в Нуратинском хребте и в Центральном и южном Тянь-шане.

В первом палеозойском цикле произошли грандиозные интрузии гранодиоритовой магмы, особенно сконцентрировавшейся в районе северных горных цепей и давшей большие массивы в районе Иссык-куля, в Александровском хребте и Таласском Алатау. На интрузивные породы этого времени трансгрессивно налегают осадки среднего палеозоя, с галькой гранитов в конгломератах. В восточном Каратау, в Александровском хребте, Сусамыр и Джумгол, Чу-Илийские горы, Иссык-куль и хребты Илийского бассейна содержат эти граниты, гальки которых встречаются в аркозовоконгломератовой фации верхнего девона. Преобладают гранитные массивы, гранодиориты и диориты. Возможно, что и граниты Нура-тау также относятся к этому циклу. Для цепей Центрального и южного Тянь-шаня наличие гранитов этого возраста не установлено.

Второй палеозойский цикл. В восточном Каратау и в западной части Александровского хребта вулканическая деятельность с верхнего девона прекратилась. Повидимому, эти области не были захвачены герцинским орогенезом. В Александровском хребте, ближе к Мерке, имеются эффузивные породы в виде кератофировых лав и порфиритов, залегающих под красными аркозами. В Чу-Илийских горах наблюдаются те же отношения, но и над песчаниками здесь также лежат альбитофиры, порфириты и их туфы, повидимому, средне или верхне-карбонового времени. Нижним порфиритовым толщам синхроничны, вероятно, эффузивные породы Заилийского Алатау. Кетменьский хребет и Джунгарский Алатау содержат огромные толщи лав и их туфов, по времени относящихся к карбону. Последовательность излияний, намечаемая здесь, такова: во второй половине девона изливались покровы андезитов и кератофиров, в нижнем карбоне излияния шли в том же порядке, в среднем карбоне — кварцево-порфиритовые и кератофировые лавы, в верхнем карбоне — кератофиры и порфириты и в перми — амигдалоиды и кварцевые кератофиры.

В начале карбона излияния носили частично подводный характер, потом же исключительно субаэральный.

Аналогичные вулканические явления происходили и восточнее, в Джунгарском Алатау и в восточных частях Заилийского Алатау. В пограничной Джунгарии также развиты лавы и туфы порфиритов в девоне, карбоне и кератофиры в верхнем карбоне. Вероятно, верхнему девону принадлежит свита порфиритов и туфов, лежащая ниже нижнего карбона в районе Иссык-куля и в Александровском хребте на меридиане Аксу. Примесь вулканического материала в осадках среднего карбона наблюдается для западного района Иссык-куля. В горе Темурлик-тау, восточнее Кетменьских гор также имеются порфириты, лежащие под известняками карбона и более молодые, чем каледонские граниты.

В Чаткальском хребте и Таласском Алатау имеются две серии эффузивных пород. Из них нижняя подстилает известняки и состоит из порфиров, порфиритов и их туфов. Верхняя лежит между известняками нижнего и среднего карбона.

В Алайском и Нарынском хребте наблюдаются уже с верхнего силура прослои эффузивных пород, андезитовых и дацитовых порфиритов, диабазовых порфиритов, спилитов и их туфов. В герцинских отложениях по рр. Аравана, Исфайрама и Акбуры преобладают порфириты, диабазы, спилиты и их туфы с редкими прослоями известняков. Вероятно, тоже и в Нуратинском хребте, близ Богдан-ата; эффузивные породы в среднем палеозое неизвестны в Туркестанском хребте и Зеравшанском, они играют малую роль в хребтах Нарына.

В верхнем палеозое южного Тянь-шаня, к востоку от Музарта имеются покровы кварцевых порфиров. Порфириты и их туфы имеются и в Алайском хребте и Дарвазе, — покровы кварцевых порфиров, ортофиров, диабазов, кварцевых диабазов и вариолитов. В Дарвазе последние следы вулканической деятельности наблюдаются до нижнего триаса.

Интрузии второго цикла, связанные с герцинской складчатостью, широко распространены. В Чу-Илийских горах роговообманковые гранодиориты предшествуют красным гранититам и гранит-аплитам. То же и в хребтах Илийской котловины, где роговообманковые гранититы прорывают средний карбон. Красные аляскитовые граниты, повидимому, относятся к перми. В южном Музарте серые грубозернистые гранититы также интрудировали раньше аплитовидных гранитов. В западной части района Иссык-куля констатированы среднекарбоновые граниты и более молодые сиениты.

В Центральном Тянь-шане, на меридиане Хан-Тенгри, граниты внутренних цепей относятся к герцинским, тогда как внешних — к каледонским. Герцинскими являются граниты Кетменьского хребта, частично Джунгарского Алатау, Чу-Илийских гор. В Таласском Алатау герцинскою является интрузия Манаса и граниты Таласского и Чаткальского хребтов. Алайский центральный батолит, состоящий из гранодиоритов и кварцевых диоритов, относится сюда же.

Все интрузии сопровождаются гипабиссальными отпрысками аплитов и гранит-порфиров. Последние наблюдаются также и без связи с гранитными полями. Они также большею частью являются более поздними сравнительно с эффузивными породами. Сюда относятся жильные порфиры в известняках карбона на меридиане

Хан-Тенгри, в Тянь-шане, пластовые интрузии кератофиров в песчаниках нижнего карбона Александровского хребта и др. Жилы порфиров, порфиритов и диабазов рассекают герцинские граниты. В Алайском хребте сюда относятся диабазы с биотитом, баркевикитом и титан-авгитом и альбит-баркевикитовые жилы. Щелочным характером обладают также сиенитовые интрузии района западного Иссык-куля, иногда с небольшим содержанием нефелина, а также нордмаркиты. В интрузии Ортокоя описаны пуласкиты с нефелином. Сиенитовый характер их отмечается в Чу-Илийских горах и на западе Чаткальского и Таласского хребтов. Щелочные породы известны также в мелких интрузиях в бассейне Джебалы — Ири-су — Аксу. В Ири-су появляются нефелиновые сиениты и шонкиниты. Нефелиновые сиениты известны в районе Тагобы-Собак в верховьях Зеравшана.

Послепалеозойский цикл. Послепалеозойский цикл вулканических явлений выражен чрезвычайно слабо. В восточном Тянь-шане и Илийском бассейне наблюдаются дацитовые лавы и туфы в ангарской серии и в связи с альпийским орогенезом. В связи с последним образовались жилы и лакколиты трахидолеритов и тешенитов в Кашгарии и камптониты и порфириты в восточном Тянь-шане. В ангарской серии Джунгарии наблюдаются также базальтовые жилы.

В Памирском известняке у перевала Кур-Теке наблюдаются роговообманковые андезиты, в районе Ванча в Дарвазе в мезозое наблюдаются порфириты. Возможен альпийский возраст гранитов Заалайского хребта, в районе пика Кауфмана и гранитов на Памире, между долинами Пшарта и Мургаба. Последние дают контактовые явления с нижним мелом.

2. Красноводск

На продолжении Кавказского хребта по восточную сторону Каспийского моря, у Красноводского залива снова выступают на поверхность горы Уфрак, Кувадач и Шах-адам. Среди слагающих их осадочных пород развиты и изверженные, как эффузивные, так и интрузивные. Из первых отмечаются андезитовые порфириты. В их основной, флюидальной иногда сферолитовой массе, состоящей из плагиоклаза, ортоклаза, роговой обманки и кварца, плавают вкрапленники плагиоклаза, ортоклаза и роговой обманки с пироксеном. Присутствует также и стекло. Очень редки вкрапленники кварца.

В этих породах проходят жилы красных кварцевых порфиритов, вкрапленники которых достигают 12 *мм*. Среди них отмечаются ортоклаз, плагиоклаз и кварц. В основной массе присутствуют те же минералы с примесью магнетита и апатита. Много вторичных минералов — мусковита, халцедона, хлорита и кальцита. Структура основной массы нередко сферолитовая, реже гранофировая.

В горах Уфрак в 8 *км* к востоку от Красноводска отмечаются мусковитовые граниты в виде жил.

В литературе имеются только неполные химические анализы этих пород.

Таблица 168

Химический состав горных пород Красноводска

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	62,26	10,68	11,65	—	1,71	3,50	2,50	5,58	2,21	99,96
2	62,21	19,24	2,30	2,25	1,75	3,64	3,67	3,20	1,43	99,69
3	75,14	14,33	3,00	—	0,20	1,52	—	3,46	2,26	99,91
4	44,80	20,68	6,61	5,62	2,05	8,57	2,54	0,94	7,20	99,01

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
2	42,2	22,8	14,3	20,7	232,0	0,36	0,42	0,62	IV	Плагиоклаз-гранитовая

1. Кварцевый диорит-порфирит. Шах-Адам. 2. Кератофир. 3. Кварц-порфир (красный, жильный). 4. Лабрадоровый порфирит.

3. Султан-Уиз-даг (рис. 139)

Среди степей и пустынь Кызыл-кумов, на правом берегу Аму-Дарьи, расположен хребет Султан-Уиз-даг, выступающий среди четвертичных образований изолированным островом. Он окружен меловыми отложениями и сложен кристаллическими сланцами и изверженными породами. Кристаллические сланцы представлены гнейсами, слюдяными сланцами и кварцитами с прослоями амфиболитов и мраморов. Эти породы прорезаны габбро-диоритовым и гранитным массивами. Простирание пород сначала широтное, на западе переходит постепенно в меридиональное. Тектоника характеризуется на востоке синклинальным характером с антиклиналью, примыкающей с севера. Структура складок асимметричная и южное крыло падает на юг круче — 75—80°, тогда как северное — всего под углом 48°. Характер дислокации сохраняется и после поворота простирания к северу. Дислокации эти происходили не ранее верхнего мела.

Кристаллические сланцы осадочного происхождения. Амфиболиты образуют значительные прослои среди кристаллических сланцев. Они состоят из основного плагиоклаза — лабрадор-битовнита и зеленой роговой обманки, с примесью граната, кальцита и мусковита. Иногда плагиоклаз замещен цоизитом. Породы залегают среди хлоритовых сланцев и мраморов. Слоистость амфиболитов и гломеробластическая структура с наличием кальцита позволили авторам, исследовавшим породу, признать за ней осадочный генезис. Это были, вероятно, железистые мергели, перекристаллизованные в средней зоне метаморфизма. Об осадочном происхождении свидетель-

ствует и химический состав (№ 1, табл. 169 на стр. 540), коэффициенты, выведенные из него, не соответствуют ни одной из изверженных пород.

Слюдяные сланцы состоят из биотита и кварца, реже присутствует мусковит.

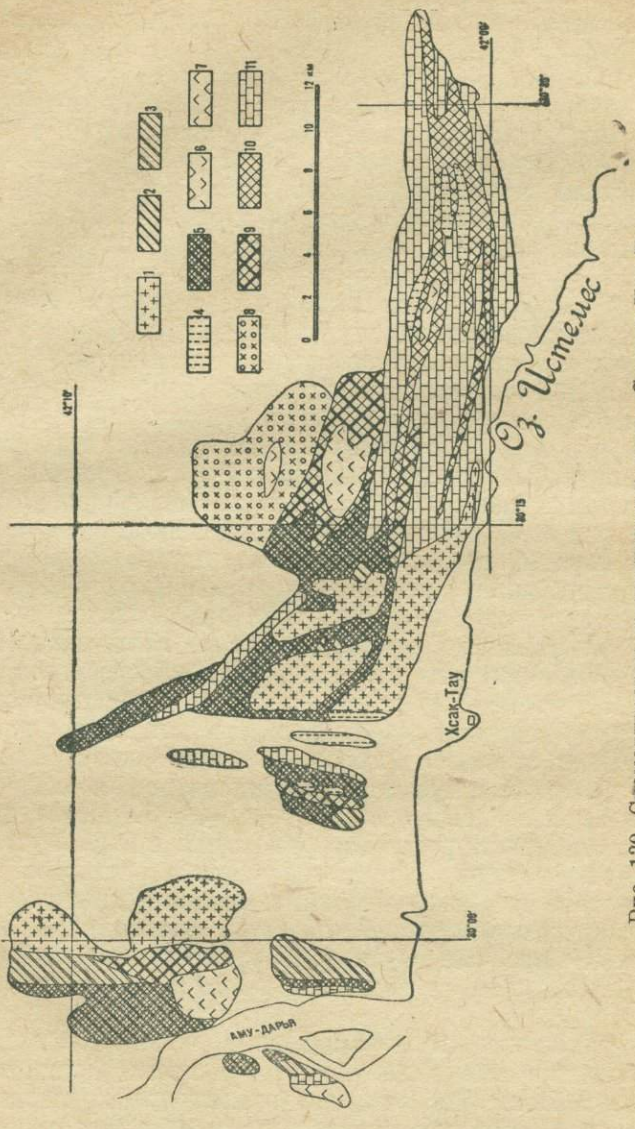


Рис. 139. Схематическая геологическая карта Султан-Уиз-Дага.
1—граниты; 2—кварц-порфиры; 3—порфириты и их туфы; 4—гнейсы; 5—кремнистые сланцы; 6—змеевики; 7—габбро; 8—метадиориты; 9—слюдяные сланцы; 10—амфиболиты; 11—мраморы.

Гнейсы залегают в центре хребта и состоят из кварца, ортоклаза, альбита, и биотита, иногда с мусковитом. Структура также носит гломеробластический характер. Они залегают согласно с мраморами и другими породами слоями небольшой мощности.

Кварцитовые сланцы развиты преимущественно на западе, образуя ряд параллельных цепей, а также и на самой высокой горе Кара-Чин-

гиз. Они обладают темносерым цветом, тонкослоисты и состоят из кварца с примесью биотита.

Мраморы достигают на востоке большой мощности в южной половине гор. В западной части встречаются также хлоритовые сланцы, но прослоями малой мощности.

Изверженные породы. Основные интрузивные породы представлены габбро-пироксенитовой формацией Казан-тау. Здесь описаны:

1. Нормальное габбро, редко сохранившееся, обычно подвергшееся изменению. Типичное свежее габбро встречено на Казан-тау. Крупнозернистая порода состоит из пироксена, кристаллами до 1 *см*.

Плагиоклаз-лабрадор редко сохранился и превращен большей частью в соссюрит, эпидот и кальцит. Кроме того, развита игольчатая форма роговой обманки, замещаемой хлоритом. Процесс метаморфизма пироксена идет по направлению: пироксен — актинолит — хлорит.

В западной части интрузии играют значительную роль метадиориты. Последние массивны, но иногда имеют тенденцию к сланцеватости. Они состоят из роговой обманки и плагиоклаза. Их можно было бы называть амфиболитами. Плагиоклаз представлен альбитом и развит в виде мелкозернистых мозаичных скоплений между кристаллами роговой обманки. Иногда ту же роль играет агрегат эпидота. Роговая обманка образует короткопризматические кристаллы, образовавшиеся за счет пироксена. Несомненно, как это видно и из анализа № 3, табл. 169 на стр. 540), первоначальная порода была габбро.

Основные породы, как это видно из предыдущего изложения, сильно метаморфизованы, особенно сильно подверглись метаморфизму мономинеральные породы, вероятно, типа пироксенитов, нацело превращенные в змеевики. Последние состоят из антигорита, магнетита и хромита. Другим продуктом метаморфизма пироксенитов являются хлоритово-тремолитовые породы и сланцы и тремолитовые породы. Последние иногда содержат тремолитовый асбест. Более ранней стадией метаморфизма являются роговообманковые сланцы. В них пироксен замещен уралитом и присутствует иногда порфировидный амфибол синевато-зеленого цвета с N_g: [001] = 25°. Наконец, присутствуют и неизмененные пироксениты, в которых, в промежутках между пироксенами, зажаты зерна граната и немного плагиоклаза.

В краевой зоне габбровой формации имеются альбитово-эпидотовые, роговообманково-эпидотовые породы, развитые на контактах с мраморами. Иногда они состоят из роговой обманки и эпидота с промежуточным цементом кальцита, являясь переходными к мраморам.

Как последний продукт метаморфизма мономинеральных пород пироксенитового или перидотитового типа являются тальковые и хлоритовые сланцы. Последние содержат правильные кристаллики магнетита. Некоторые роговообманковые сланцы обладают сноповидными скоплениями амфибола.

В контактах с известняками развились также сланцы с порфиробластами роговой обманки и эпидозитовой основной массой, тогда как в контакте с кварцитами подобные же порфиробласты амфибола погружены в роговиковую кварцитовую массу. В подобных породах мы видим результат миграции вещества при метаморфизме.

Наконец, необходимо отметить наличие эклогитов, залегающих пластом между слюдяными сланцами и мраморами, южнее хребта Казан-тау. Эта темнозеленая порода состоит из граната и роговой обманки, погруженных в хлоритовую массу с гранатом и шпинелью.

В связи с основными породами развились жилы вторичного происхождения. Это кварцевые, альбитовые и кварцево-альбитовые жилы, жилы доломита с магнетитом и др. Иногда в кварцево-альбитовых жилах встречается турмалин. Такая жила, залегающая к северу от Султан-Баба переходит, с одной стороны, в роговик, состоящий из кварца, эпидота и альбита, с другой, — в турмалиновую и турмалино-кальцитовую породу.

В западной части Султан-Уиз-Дага развиты две формации изверженных пород — диабазово-порфиритовая и гранодиоритовая.

1. Диабазово-порфиритовая формация сложена диабазовыми туфами, диабазами и альбитофирами.

Диабазы развиты около озера Узун-су на левом берегу Аму-Дарьи и представляют интрузивные дайки в кремнистых и зеленых сланцах. Это — среднезернистые породы, в которых плагиоклаз подвергся эпидотизации, а пироксен сильно хлоритизирован. Наблюдаются также вторичные кальцит и кварц. Анализ его (№ 5, табл. 169 на стр. 540) свидетельствует о сходстве магмы с габбро Казан-тау. Интрузивные диабазы переходят иногда в роговообманково-эпидотовые породы.

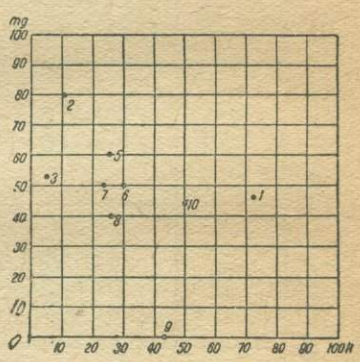


Рис. 140. k — mg — диаграмма горных пород Султан-Уиз-Дага.

Диабазовые туфы распространены к западу от гранодиоритов Куянчик и на востоке Шейх-Джели. Это — зеленые и фиолетовые породы, состоящие из плагиоклаза, пироксена, амфибола, уралита, хлорита, эпидота, кальцита, ильменита и лимонита.

Альбитофиры представляют породы зеленоватого цвета с вкрапленниками альбита № 2 и основной массой, состоящей из альбита и хлорита.

2. Гранодиоритовая формация состоит из гранодиоритов и жильной фации.

Гранодиорит представляет крупнозернистую породу, развитую в районе ст. Хеак-Тау. Их преобладающей составной частью является зональный плагиоклаз № 38, довольно много биотита, кварца и немного ортоклаза, а также второстепенного титанита и вторичных мусковита, хлорита, кальцита, эпидота и рудных минералов. Анализ породы помещен в табл. 169 на стр. 540 под № 6.

Гранит-порфиры представлены розовыми и серыми разностями. Они состоят из вкрапленников зонального олигоклаз-андезина (№ 28), реже ортоклаза и кварца. Основная масса содержит плагиоклаз, кварц, ортоклаз, биотит и немного магнетита. Химический анализ (табл. 169 на стр. 540, № 7) свидетельствует о том, что перед нами адамеллит-порфир.

Гранит-диоритовое поле в юго-восточном конце содержит аплитовые дайки, а также гранит-порфиры с выделениями кварца. Последние

Таблица 169

Химический состав горных пород Султан-Уиз-Дага

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	38,28	15,90	6,05	9,00	7,41	15,05	0,42	1,58	5,16	98,85
2	45,45	19,33	3,08	1,28	8,90	17,35	1,67	0,25	2,06	99,37
3	49,61	15,42	3,46	7,72	6,75	10,01	3,22	0,18	2,31	98,87
4	38,86	—	—	10,00	36,50	Следы	—	—	13,59	99,95
5	48,84	15,56	5,68	3,58	7,31	14,42	1,19	0,70	2,01	99,29
6	63,89	17,84	1,23	2,28	1,93	4,84	3,98	2,52	0,71	99,22
7	68,06	16,37	1,85	2,01	2,02	3,18	3,71	1,70	0,73	99,63
8	61,90	18,09	3,82	1,01	1,62	6,17	3,19	1,62	1,73	99,15
9	72,83	14,79	3,11	—	—	—	4,12	4,47	0,76	100,08
10	71,91	13,71	1,96	1,44	1,38	1,61	2,41	3,63	—	98,05

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	18,4	47,4	31,6	2,7	75,6	0,71	0,46	0,66	IV	Вне поля
2	23,5	34,4	38,4	3,7	93,8	0,10	0,80	1,12	VI	Пироксенит-горнблендит-габбровая
3	21,4	45,7	25,3	7,6	114,4	0,04	0,53	0,56	IV	Нормально-габбровая
5	20,5	41,5	34,5	3,5	116,5	0,25	0,60	0,83	V	Пироксенит-горнблендит-габбровая
6	39,1	21,4	19,2	20,3	238,0	0,30	0,50	0,90	V	Кварц-диоритовая
7	40,3	25,7	14,3	19,7	284,1	0,23	0,50	0,56	IV	Плагиоклаз-гранитовая-кварц-диоритовая
8	38,6	22,5	24,0	14,9	224,6	0,25	0,40	1,07	VI	Кварц-диоритовая
9	48,3	13,3	0,00	38,4	405,8	0,42	0,00	0,00	I	Щелочно-гранитовая
10	42,1	24,4	9,1	24,4	383,6	0,50	0,44	0,37	III	Таснагранитовая

1. Амфиболит. 2. Габбро. 3. Метадиорит. 4. Змеевик. 5. Диабаз, жила. 6. Диорит кварцевый. 7. Адамеллит-порфир. 8. Порфирит, жильный. 9. Гранит-порфир. 10. Гранит-порфир.

содержат также вкрапленники альбита № 2—3 и ортоклаза. Химический анализ такого гранит-порфира и гранит-порфира от оз. Узун-Су приведены под № 9, 10 в табл. 168 на стр. 540.

Пегматиты редки в составе даек.

К жильной фации относится также порфиритовая порода, состоящая из вкрапленников зонального плагиоклаза № 41 и основной массы биотита, кальцита, эпидота и магнетита. Ее анализ помещен под № 8.

К таким же меланократовым жилам лампрофирового типа относится роговообманково-биотитовая порода, содержащая вкрапленники зонального плагиоклаза № 43, замещенного кальцитом и эпидотом. В краевых зонах встречаются включения кристалликов амфибола и биотита, определяющих начало кристаллизации этих минералов. В основной массе присутствуют роговая обманка, биотит и кварц.

Приводим химические анализы описанных пород.

На диаграмме (рис. 140) представлены соотношения величин $k - mg$. Из них видно, что большая часть пород относится к нормальному ряду и только две выходят за его пределы, в калийный ряд. На диаграмме по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу анализы размещаются по их положению. В габбровое поле попадают анализы габбро, метадиорита и диабаза (рис. 141).

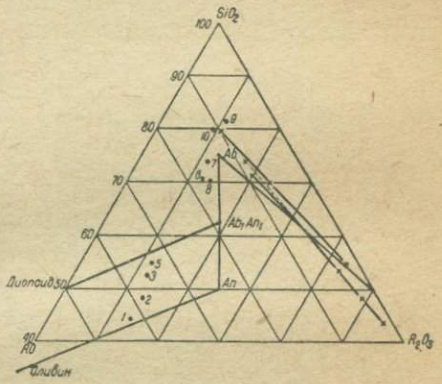


Рис. 141. Вариационная диаграмма горных пород Султан-Уиз-Дага.

Относительно петрографического характера горных пород Султан-Уиз-Дага обращает внимание большое сходство всей серии их, равно как и характер метаморфических процессов, с уральскими горными породами.

4. Хребет Нура-тау (рис. 142)

К юго-востоку, среди песков Кызыл-кумов расположено несколько островов древних пород, являющихся орографическим продолжением Султан-Уиз-Дага. Из них Букан-тау является наиболее приближенным к Уралу. В нем развиты и изверженные породы, представленные гранитами. Дальнейшим продолжением являются горы Нура-тау. В них, по В. А. Николаеву, развит палеозой, большею частью неопределенного возраста. Кристаллические известняки с признаками фауны, налегающие на них филлиты, хлоритово-серицитовые песчаники и глинисто-филлитовые сланцы зеленых тонов, песчаники и глинистые сланцы и более молодые образования, начиная с верхнего силура до карбона включительно, и меловые и третичные отложения являются осадочными породами, слагающими хребет.

Филлиты, залегающие в основе разреза над мраморами, представлены часто углистыми, серицитовыми и хлоритовыми разностями. В песчанистых разностях к мелкозернистой массе присоединяются песчинки кварца.

Среди осадочных пород палеозоя встречаются метаморфизованные разности. Сюда относятся:

1. Амфиболиты, состоящие из плагиоклаза, сине-зеленой роговой обманки с примесью кварца и клиноцоизита. Роговая обманка носит актинолитовый характер и развита в лучисто-шестоватых и веерообразных агрегатах. Второстепенными минералами являются магнетит, биотит и др. Они развиты в контакте мраморов и сланцев на горе Ак-тау и являются редкими породами.

2. Роговообманковые сланцы. Мелкозернистые, тонкосланцеватые породы, состоящие из актинолита с небольшой примесью кварца и клиноцоизита. Они развиты к востоку от Нур-ата и в мраморах Ак-тау. Наличие в них клиноцоизита свидетельствует об их теснейшей связи с амфиболитами.

3. Гранатово-ставролитовые слюдяные сланцы с кристаллами ставролита до 10 *мм* на серебристо-сером фоне породы и с темнокрасными гранатами развиты на горе Ак-тау в контактовой зоне гранитов и в Карачатаусской зоне вне видимой связи с гранитами. Из слюд господствует биотит, реже мусковит. Постоянно присутствует кварц. Структура пород гранобластическая с порфиробластами ставролита и граната.

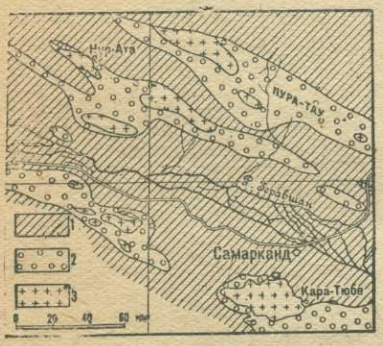


Рис. 142. Геологическая карта хребта Нура-тау.

1—третичные и четвертичные отложения; *2*—мезозой и палеозой; *3*—граниты.

4. Роговики (мигматиты) развиты во внутренней зоне некоторых интрузий. Они претерпели сильную фельдшпатизацию, причем микропертит иногда развивается в форме порфиробластов, чаще же полевые шпаты, биотит и кварц образуют роговиковую массу.

5. Андалузитовые роговики и роговиковые сланцы отличаются от предыдущих наличием андалузита и развиты в аналогичных условиях.

6. Известково-силикатовые роговики наиболее развиты в контактах известняков C_2 с гранитами Кой-таш. Они состоят из граната, диопсида, волластонита, тремолита, кварца и кальцита. Контакты с древними мраморами Нур-ата и Ак-тау не дали роговиков.

7. Кварцево-биотитовые роговики и роговиковые сланцы являются наиболее развитыми породами контактов. Они произошли из сланцев и песчаников и содержат примесь графита, магнетита, турмалина, иногда хлорита. Иногда они носят характер пятнистых сланцев. Песчаниковые разности превратились в слюдяные кварциты и кварцитовые сланцы. Наличие полевых шпатов влечет развитие первой разности роговиков.

Глубинные породы развиты в шести массивах, имеющих много общего. Это — небольшие частично согласные, частично несогласные интрузии гранитов и гранодиоритов, приобретающих иногда слоистое строение, параллельно общему простиранию пород.

Первые с востока граниты Кой-таш представлены средне- и крупнозернистыми разностями с малым количеством фемических минералов. Ортоклаз обычно однороден или слегка пертитовый. Плагиоклаз пред-

ставлен зональным андезин-олигоклазом, цветные минералы — биотитом и роговой обманкой.

Из второстепенных минералов констатированы сфен, апатит, циркон и магнетит, а из вторичных — пренит и кварц в миаролитовых пустотах. Анализ одного из таких гранитов дал цифры:

Таблица 170

Химический состав гранита Нура-тау

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
69,64	0,86	14,36	1,11	2,30	1,34	3,10	3,29	3,36	0,71	99,97

al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
38,7	21,9	15,0	24,4	315,9	3,02	0,40	0,41	0,69	V	Грано-диоритовая

В гранитах Кой-таша нередки темные шлиры состава кварцевых диоритов и диоритов, а также жилы аплитов и диорит-порфиритов, а краевые фации в контакте с известняками дают иногда породы типа пироксеновых кварцевых диоритов; чаще, однако, преобладают аплитовые и гранит-порфировые краевые фации.

Граниты Нур-ата с характерной первичной параллельной текстурой и явлениями протоклаза имеют характер гранито-гнейсов. Таким же характером обладают их апофизы и жилы. Имеется две разности гранитов, различные по цвету и составу. Серые разности являются гранодиоритами. Они состоят из раздробленного кварца, микроклина, плагиоклаза № 20—35, биотита и роговой обманки. Структура гранитовая.

Розовые и желтые разности являются гранититами. Они средне- или мелкозернисты, иногда аплитовидны и также гнейсовидны. Их плагиоклаз является олигоклазом № 20—23, иногда до альбита № 8. Количество микроклина велико по сравнению с серыми разностями. Из второстепенных минералов характерен ортит, а из вторичных — мусковит, пренит и цеолит, близкий сколециту.

Жильные породы нур-атинских гранитов представлены биотитовыми пегматитами, полевой шпат которых является олигоклазом, аплитами, а также редко диорит-порфиритами. Все они гнейсовидны и характеризуются катаклазом.

Граниты Кара-тау среднезернисты и обладают светлосерым и розоватым цветом. Текстура их гнейсовидна с признаками катаклаза, но менее резкими, чем в гранитах Нур-ата и не проявляется в апофизах и жилах. Обычны двуслюдяные граниты с микроклином, микропертитом, с плагиоклазом ряда альбита или альбит-олигоклаза. Пород грано-диоритового ряда нет.

Конституционные шлиры представлены мелкозернистыми кварц-диоритами с олигоклазом или олигоклаз-андезитом. Краевые фации

нормальны, но перемежаются с аплитовидными разностями, возможно, являющимися более юными. Аплитовые дайки от них неотличимы. В аплитах обособляются участки пегматитового типа с турмалином. В одном из аплитов был встречен флюорит.

Граниты Ак-тау стоят близко к гранитам Кара-тау и характеризуются наличием полос милонитов зеленовато-серого цвета. Среди них выделены гранититы, гранодиориты и кварцевые диориты, а из жильных пород — турмалиновые, мусковитовые пегматиты и гранит-порфиры.

Граниты Кош-рабата и Сарая близки гранитам Кой-таша, но более крупнозернисты и на окраинах порфировидны с вкрапленниками микроклин-микропертита до 8 *см*. В их основной массе преобладает плагиоклаз. Цветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Кварц содержится в количестве 20—30%.

Из гипабиссальных пород встречаются кварцевые, альбитовые гранит-порфиры в форме жил в силуре гор Чумкар-тау. Также встречаются жилы диорит-порфиритов. Сильно разложенный габбро-диабаз встречен в горах Карача-тау в виде жилы.

Эффузивные породы редки. В горе Чумкар-тау, в верхне-силурийских отложениях, встречены диабазовые порфириты и спилиты с туфами.

По южную сторону Зеравшана, в 15 *км* к юго-западу от Самарканда, В. А. Николаевым описан массив гранита Кара-Тюбе. Это однообразные граниты, переходного типа от аплитовидных с мусковитом и турмалином к порфировидным с вкрапленниками микроклина до 8 *см* и среднезернистой массой, состава мироклиново-биотитового гранита до гранодиорита. В западной части наблюдаются дайки микропегматита и аплитов. Метаморфизм, вызванный гранитом в палеозойских сланцах, в западной части выражен сильнее, вследствие меньшей их

Таблица 171

Химический состав горных пород Кара-Тюбе

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	72,19	11,25	4,47	0,83	0,54	2,32	3,89	4,26	0,99	100,74
2	73,21	14,17	—	—	0,23	2,21	6,10	4,15	0,36	100,43
3	65,59	14,05	2,94	2,35	0,62	3,35	4,37	5,27	1,11	99,65

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	32,4	23,9	12,2	31,5	352,0	0,41	0,17	0,51	IV	Адамеллитовая
2	42,5	1,8	12,0	43,7	376,0	0,31	1,00	6,50	IX	Аплит-гранитовая
3	33,6	20,9	14,6	30,9	266,4	0,44	0,18	0,70	V	Адамеллитовая

1. Гранит. 2. Аплит. 3. Санторинит (гранит-порфир).

роли в структуре района. Из глинистых сланцев развились роговики и слюдяные сланцы. Спокойно-складчатые слои около гранита поставлены на голову.

К. Тимофеев дал анализы гранитов Карла-Тюбе (табл. 171).

5. Туркестанский и Алайский хребты

В Туркестанском хребте палеозойские толщи сланцев и известняков прорваны интрузиями изверженных пород, из которых главную роль играют граниты, но встречаются также сиениты, нефелиновые сиениты, диориты и пироксениты. Они сопровождаются жильными породами. Поднимаясь с севера на Туркестанский хребет, можно видеть смену нормальных осадочных пород, представленных сланцами и известняками, кристаллически сланцевой и гнейсовой толщей, начинающейся сильно инъекцированной зоной. Далее следуют уже интрузивные породы.

Гнейсы представлены силлиманитовыми, кордиеритовыми, пироксеновыми, двуслюдяными и графитовыми разностями. В силлиманитовых гнейсах развиты: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз № 45, биотит, графит и гранат. Циркон и апатит являются второстепенными примесями. В некоторых разностях пород полевой шпат выпадает и получаются сланцы, состоящие из силлиманита, мусковита и кварца.

Кордиеритовые гнейсы отличаются от предыдущих наличием кордиерита. Они редки так же, как и пироксеновые. В последних развит моноклинический и ромбический пироксены наряду с биотитом и гранатом. Полевые шпаты представлены ортоклазом и андезином.

Кристаллические сланцы представлены слюдяными, силлиманитовыми и андалузитовыми разностями. Они состоят из кварца, биотита, мусковита и графита, иногда с примесью андалузита или силлиманита и кислого плагиоклаза. Они связаны с контактовыми роговиками. Мраморы встречаются часто в виде пластов. Величина зерна различна; из примесей наблюдаются листочки графита, зерна хондродита, флогопит, оливин, диопсид, апатит. Встречаются разности с гранатом, кварцем, диопсидом, волластонитом и скаполитом.

Граниты представлены порфировидными гранититами с вкрапленниками микроклина и основной среднезернистой массой, плагиоклаз которой относится к зональному андезину. Иногда из темноцветных минералов, кроме биотита, встречается немного роговой обманки. Второстепенные минералы представлены цирконом, апатитом, реже ортитом и титанитом. Структура пород гипидиоморфнозернистая, реже гнейсовидная, всегда с признаками катаклаза. Иногда наблюдаются явления протоклаза, которые сказываются в раздроблении минералов и цементации их калиевым полевым шпатом, биотитом и кварцем.

Самостоятельно развиты гранититы и турмалиновые гранититы, являющиеся более молодыми сравнительно с первой разностью. Они состоят из микроклина и микроклин-пертита, плагиоклаза № 20—37. Характерно наличие графита, иногда в срастании с биотитом. В турмалиновых гранитах наблюдается появление мусковита и нередко граната.

Аляскиты имеют малое распространение, обладают различной величиной зерна и содержат из темноцветных немного биотита и турмалина.

Гранодиориты развиты в интрузии Ак-су. Среднезернистые породы состоят из кварца (10—15%), микроклина (20—30%), плагиоклаза № 48—82 (20—30%), биотита и роговой обманки (до 30%). Из акцессорных минералов развиты циркон, апатит и ортит. Ближе к контакту порода становится мелкозернистой и меланократовой, теряет микроклин и кварц (3—5%) и приобретает плагиоклаз, имеющий в ядре состав № 86, а на периферии № 41. Роговая обманка сменяется пироксеном, — диопсидом с примесью гиперстена.

Форма развития пород гранитной магмы — штоки, дайки, пластовые залежи и небольшие массивы.

Сиениты встречаются реже и имеют те же формы залегания. Более значительная интрузия сиенита развита у ледника Кшемыш. Среди сиенитов различаются пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и биотит-пироксеновые разности. Наблюдается полосатая и флюидальная текстура. Светлые полосы почти лишены темноцветных, в темных они господствуют. Полосы достигают ширины от 1 *см* до 1 *м*.

Породы состоят из микроклина и альбита, роговой обманки и пироксена. Пироксен нередко обрастает амфиболом. Эти сиениты, судя по их характеру, относятся уже к щелочному типу.

Щелочные сиениты известны также и в районе Джурысая. Это — равномернозернистые породы, состоящие из микропертита с оторочкой альбита по краям и биотита. Встречаются отдельные участки, состоящие из смеси мусковита, кальцита и канкринита, являющиеся, вероятно, псевдоморфозами по нефелину. В розовых сиенитах той же области темноцветный минерал представлен роговой обманкой. Кроме того, они содержат много крупных кристаллов пирита. Порода сильно изменена, плагиоклазы каолинизированы, а роговая обманка замещена магнетитом и биотитом. В одной из разностей этих пород встречено наряду с пиритом много плавикового шпата, местами почти нацело заместившего микропертит. В тесном срастании с флюоритом присутствует анальцим.

Описанный минералогический состав показывает, что эти породы тесно связаны с нефелиновыми сиенитами того же района, но с разрушенным нефелином, отступающим по количественному значению на второй план.

Гораздо более соответсвует понятию щелочного сиенита эгирин-авгитовый сиенит с ледника Райгородского. Он состоит из микроклина, альбита, эгирин-авгита и диопсида при подчиненном значении роговой обманки, титанита и апатита.

Нефелиновые сиениты известны из районов Джуры-сая, ледника Райгородского, в долине Сабых, Тагобы-Собак.

Нефелиновые сиениты Джуры-сая состоят из микроклина, альбита, нефелина, эгирина, биотита, магнетита и второстепенных — кальцита, канкринита и флюорита. Крупные кристаллы (до 15 *см*) микроклина преобладают, сильно изъедены на краях альбитом, а иногда альбитизированы до внутренних частей зерен. Этот вторичный альбит играет значительную роль и развит в виде потоков. Нефелин обычно сильно изменен серицитизацией, иногда обладает новообразованиями альбита, флюорита и канкринита. Эгирин развит в виде стебельчатых и приз-

матических агрегатов и зерен с погасанием 4—6°. Он часто разложен с образованием агрегатов из магнетита, альбита и флюорита и светлой зеленой слюды. Биотит носит характер лепидомелана, но наряду с ним встречается зеленовато-бурый биотит и почти бесцветные слюды, как продукты разрушения по границам нефелина и темноцветных. Магнетит—то в виде кристалликов, то неправильных зерен, выполняющих иногда трещины. Кальцит и канкринит встречены только как вторичные продукты по нефелину. Флюорит присутствует как вторичный по всем минералам.

Нефелиновые сиениты. Кремыш залегают в поле гнейсов вместе с биотитовыми гранитами в виде согласных даек небольшой мощности. Они обладают ясной поточностью и состоят из микроклин-микропертита с субпараллельным расположением таблитчатых зерен. Нефелин идиоморфен и составляет 15—20% породы. Его зерна окружены каймой щеток амфибола и магнетита; при скоплении их получаются участки сидеронитовой структуры. Идиоморфные зерна кальцита (3—5%) обрастают узкой каймой эгирина. Последний является доминирующим темноцветным минералом, но встречается также немного лепидомелана.

С этими нефелиновыми сиенитами тесно связаны крупнозернистые сиениты без нефелина, но с кальцитом и биотитом в первичных зернах.

С ледника Райгородского описаны также роговообманковый миаскит ильменского характера с магматическим кальцитом и канкринитовый сиенит.

Нефелиновые сиениты Тагобы-Собак залегают дайками среди мраморов с значительным количеством графита. Они также обладают слоистостью и разделяются на три ряда: 1) разности с роговой обманкой, с уменьшением которой возрастает роль лепидомелана; 2) содалитовые сиениты с биотитом, при исчезновении которого получаются породы, состоящие из содалита, канкринита и микроклина, и 3) типичные биотитовые нефелиновые сиениты. Характерно постоянное присутствие карбонатов и хлора. Некоторые разности содержат много натролита, который иногда вытесняет другие минералы, причем появляются большие гнезда биотита. Встречены также разности из нефелина с графитом и корундом. Из второстепенных минералов описаны титанит, гранат, циркон, шпинель и магнитный колчедан.

Контактовые явления в мраморах характеризуются дроблением зерен породы с образованием зерен, параллельных контакту. По границе скопляются листочки биотита, но на расстоянии в дайке содержание биотита уменьшенное и развивается белая полоска; в центре даек распределение его равномерно. У контакта наблюдается обогащение канкринитом (около 1 *мм*). В тонких дайках нефелина на контакте нет. В месте контакта наблюдается обогащение даек кальцитом. В известняках констатированы скопления скаполита, флогопит и титанит. Они пронизаны сеткой углистого вещества. Эти скопления наблюдаются около контакта со сланцами. В осыпи встречена порода, состоящая из альбита, нефелина, корунда, канкринита, титанита, шпинели и флюорита с такой же шестиугольной сеткой углистого вещества. По химическому составу порода близка монмутиту.

Из других пород следует отметить описанный из валунов ледника Райгородского ийолит, состоящий из нефелина и авгита с подчиненным полевым шпатом.

Химический состав горных пород Туркестанского и Алайского хребтов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	H_2O	Сумма
1	58,89	0,61	18,40	3,83	1,15	0,19	0,07	1,17	7,57	6,64	0,12	1,03	99,70
2	52,24	—	26,95	—	2,14	—	0,29	4,00	6,04	6,73	2,50	3,04	101,16
3	56,26	0,15	21,19	0,75	1,37	0,06	1,87	0,49	5,92	11,42	0,24	—	99,72
4	58,31	—	24,81	—	0,73	—	0,16	0,64	11,52	3,25	—	0,99	100,41
5	37,44	0,49	33,97	—	1,17	Сл.	—	4,53	12,94	4,78	3,17	3,43	98,62
6	54,20	—	22,13	3,19	1,47	—	Сл.	2,50	10,29	6,30	—	—	99,98
7	60,18	0,25	19,31	2,70	0,94	0,14	0,01	2,27	5,62	6,97	1,70	0,26	100,34
8	46,74	1,69	16,65	2,14	8,93	0,17	1,08	10,18	7,05	4,51	1,72	0,75	100,94
9	72,66	—	15,17	0,12	1,96	—	1,04	2,52	1,90	4,13	—	0,74	100,24
10	66,27	—	18,79	0,20	—	—	Сл.	0,61	9,09	4,68	—	0,54	100,08
11	68,66	—	17,30	0,31	0,30	Сл.	0,22	0,86	8,11	2,88	—	1,17	99,81
12	68,89	—	12,76	0,00	4,87	—	1,94	6,34	3,10	1,51	—	1,01	100,42

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	38,1	14,2	4,7	43,0	207,4	1,69	0,34	0,01	0,33	III	Нормально-фоянитовая
2	47,9	8,5	13,1	30,5	156,9	—	0,42	0,15	1,53	VII	Монцонит-фоянитовая
3	40,7	14,8	1,8	42,7	182,6	0,39	0,56	0,61	0,12	II	Нормально-фоянитовая
4	49,6	2,9	2,4	45,1	197,0	—	0,16	0,28	0,86	V	Нормально-фоянитовая
5	72,4	1,2	6,3	20,1	48,1	0,54	0,20	0,00	5,06	IX	—
6	38,8	10,7	8,1	42,4	160,9	—	0,28	0,00	0,75	V	Нормально-фоянитовая
7	42,6	11,0	9,2	37,2	225,6	0,68	0,45	0,01	0,84	V	Нормально-фоянитовая
8	23,8	26,1	26,5	23,6	113,8	3,06	0,30	0,15	1,00	V/VI	Ийолитовая
9	45,3	16,7	13,7	24,3	370,0	—	0,55	0,47	0,82	V	Иоземитовая
10	46,7	0.5	2,8	50,0	280,4	—	0,25	Сл.	5,50	IX	Нордмаркитовая
11	47,1	3,9	4,1	44,9	311,5	—	0,19	0,43	1,07	VI	Нордмаркитовая
12	29,7	27,8	26,8	15,7	272,7	—	0,24	0,42	0,83	V	—

1. Нефелиновый сиенит Джуры-сай. 2. Роговообманковый нефелиновый сиенит Тагобы-Собак. 3. Содалитовый сиенит Тагобы-Собак. 4. Слюдяный нефелиновый сиенит Тагобы-Собак. 5. Монмутит с корундом Тагобы-Собак. 6. Содалитовый сиенит Тагобы-Собак. 7. Нефелиновый сиенит Ходжа-Ачкан. 8. Ийолит. Ледник Райгородского. 9. Гранитит Арча-Баши верховья Соха. 10. Пегматит. Там же. 11. Пегматит с графитом. Там же. 12. Ленточный гнейс. Ущелье Калаш-Махмут.

Описанные породы были анализированы и данные помещены в табл. 172.

На диаграммах, по Ниггли (рис. 143 и 144), помещены точки анализов по отношению к *si* и на *k—mg* диаграмме. На рис. 145 нанесены точки диаграммы по Левинсон-Лессингу. Сопряженные точки

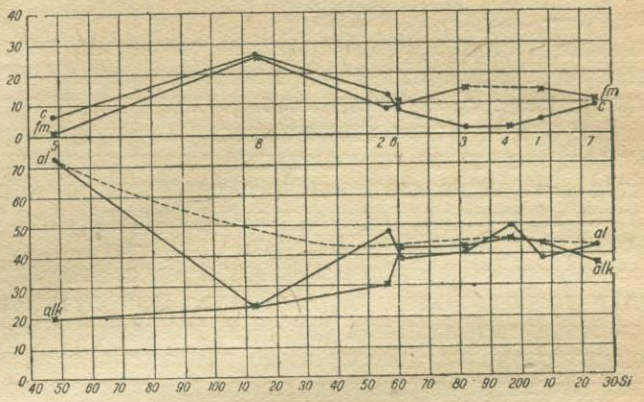


Рис. 143. Вариационная диаграмма щелочных горных пород Туркестанского и Алайского хребтов.

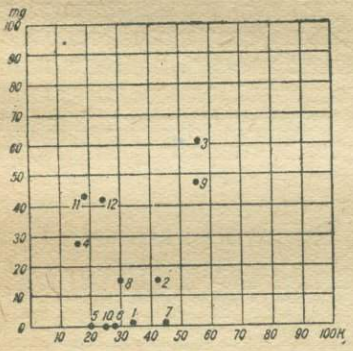


Рис. 144. *k — mg* диаграмма щелочных горных пород Туркестанского и Алайского хребтов.

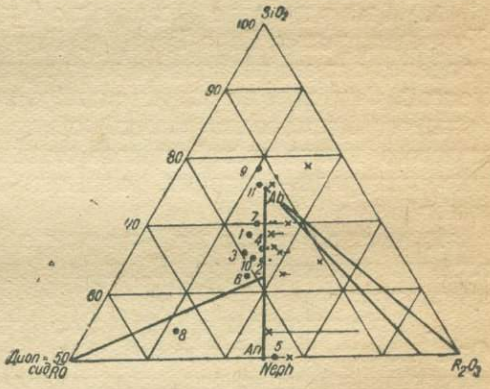


Рис. 145. Вариационная диаграмма щелочных горных пород Туркестанского и Алайского хребтов. *Neph* — нефелин. Кресты точки—% содержания щелочей в анализах.

щелочей лежат далеко над средней щелочной линией Ab—An и даже Ab—Ol. Расположение точек *2*, *4* и *7* таково, что зеркальное их изображение относительно медианы падает над точкой щелочей, что свидетельствует об отсутствии эгирина. Точка *1*, *3*, *6* и *8* дают зеркальное изображение под точкой щелочей, что свидетельствует о наличии щелочных меланократовых компонентов. Точка *5* перешла медиану — содержится свободный корунд.

6. Восточная Фергана

Петрографические комплексы, развитые в районе Восточной Ферганы, охарактеризованы В. А. Николаевым на основании изучения материалов Д. И. Мушкетова. Районом исследований последнего были Ферганский и Алайский хребты и прилегающие части Нарынского края и Кашгарии. Первый хребет имеет северо-западное направление, второй — северо-восточное.

Палеозойские толщи хребтов сложены сланцами, песчаниками и известняками от верхнего силура до конца палеозоя. В течение этого времени отложились: а) морские слои с кембрия до верхнего карбона и сеноман; б) континентальные слои пермь-альб, миоцен — современные образования и в) значительные массы излившихся пород, пластующихся или перемежающихся с осадочными. Они представлены главным образом порфиритами и диабазами. Общая мощность осадочных свит доходит до 10—12 000 *м*.

В конце палеозоя произошли первые орогенические процессы с интрузиями гранодиоритов. Одновременно или несколько позднее совершались интрузии жильных пород и излияния основных пород до пикритов включительно. После этого произошла остановка вулканической деятельности, не прерывавшаяся даже во время третичных дислокаций. Только в Кашгарии, в бассейне Тоюна, мезозойские слои прорваны трахидолеритами.

Эффузивные породы. Эффузивные породы охватывают различные группы.

1. Кварцевые кератофиры окрестностей Сан-куль и Джумгая, устья Кара-Тума, р. Кырк-кот, ущелье Чаль-килдак и др. разделяются на разности с микрогранитовой и фельзитовой основной массой. Они характеризуются вкрапленниками кварца, альбита и небольшого количества роговой обманки в основной массе из кварца, полевого шпата и небольшого количества роговой обманки. Вторичные минералы — хлорит, серицит, кальцит и эпидот развиваются в изобилии.

2. Фельзитовые кератофиры отличаются отсутствием вкрапленников кварца. В их порфировых выделениях констатирован анортоклаз.

3. Трахитовые кератофиры имеют небольшое значение. Они сильно хлоритизированы и имеют нередко диабазовый облик, сближающий их с диабазовыми порфиритами. Их выделения представлены альбитом, в основной массе из альбита с магнетитом, с новообразованиями хлорита, кальцита и железорудного минерала.

Значение порфировых пород в восточной Фергане невелико. Гораздо большее значение имеют порфириты. Среди последних различаются:

4. Плагиоклазово-авгитовые порфириты р. Шикиян и др. с вкрапленниками плагиоклаз-андезина и авгита. Они сильно разложены и погружены в стекловатую основную массу с микролитами плагиоклаза и гиалопилитовой структурой. Она окрашена нередко в черный цвет бурым пигментом и сильно разложена с образованием хлорита. Миндалины выполнены кальцитом, иногда с делесситом, реже кварцем и эпидотом.

5. Альбитизированные уралитовые порфири-

ты с вторичным альбитом во вкрапленниках, переполненных кальцитом и эпидотом. Уралит заместил пироксен. Соответственно и основная масса переполнена хлоритом, а также содержит иглы актинолита.

6. Иногда наблюдается обилие миндалин, дающих миндалекаменные порфириты.

7. Диабазы с офитовой и габброидной структурами характеризуются основным плагиоклазом № 32—52 и авгитом буроватого цвета. Вторичные минералы обычны и многочисленны.

8. Из диабазов выделяются разности с биотитом и баркевикитовой роговой обманкой. Это—темнозеленые и черные породы, состоящие из плагиоклаза № 50—60, буроватого пироксена, красновато-бурого биотита и коричневой роговой обманки баркевикитового типа. Они встречены на рр. Сере-су, Кырк-Кичик и Чакартма.

9. Особая разность альбит-олигоклазовых диабазов, но с одновременным повышенным содержанием хлорита, кальцита и эпидота.

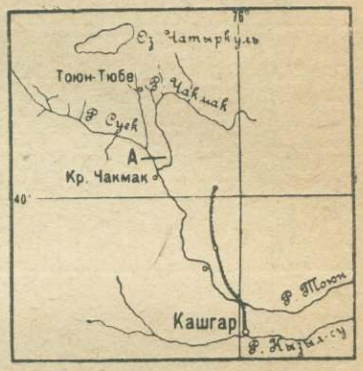


Рис. 146. Карта р. Тоюн. Место геологического разреза рис. 147 в пункте *А*.

10. Вариолитовые диабазы с редкими микровыделениями лабрадора и основной массой из лейстплагиоклаза с зажатыми зернами авгита. Часты сферолиты плагиоклаза р. Кыр-Кичик и ущелья Куль-Мардан.

11. Среди диабазовых порфиритов также различаются нормальные и альбитовые разности.

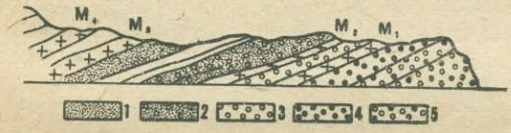


Рис. 147. Геологический разрез на р. Тоюн в месте выхода щелочных пород.

1—рыхлые песчаники; *2*—песчаники и конгломераты; *3*—конгломераты; *4*—красный конгломерат; *5*—серый конгломерат; M_{1-4}—тешенит-диабазы.

12. Базальты являются редкими породами и развиты жилами в юрских песчаниках р. Суяка. Черные породы иногда сильно разложены, в более же свежих разностях определяются лабрадор и титан-авгит с большим количеством сильно серицитизированного оливина в основной массе из лейст-плагиоклаза, авгита и магнетита.

13. Пикриты встречены на перевале Джейран-Белы. Они нацело почти серицитизированы и состоят из оливина и энстатита. Серпентин, образующийся по оливину, обладает типичной сетчатой структурой, тогда как по энстатиту образуется бастит. Хромит является второстепенной примесью. Состав породы характеризуется следующим содержанием: 48,3% оливина, 47,5% энстатита и 4,2% хромита.

Пикритовые порфириты отличаются идиоморфизмом и крупными размерами оливина.

14. В районе Тоюна известны трахидолериты, залегающие в виде покровов, пластообразных залежей, лакколитов и жил в мезозойских отложениях. Внешний облик пород базальтовый, с вы-

Химический состав горных пород р. Тоюн

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма
1	44,69	0,30	18,44	2,01	9,19	0,34	4,00	7,78	6,45	3,09	2,84	0,26	0,15	99,54
2	45,43	2,68	15,61	3,18	9,09	0,37	5,21	7,50	4,21	2,59	2,03	0,30	1,53	99,73
3	40,47	1,25	12,15	0,00	10,61	0,36	21,11	6,04	0,61	2,01	4,25	0,64	1,04	100,54
4	47,09	2,06	19,18	1,82	6,50	0,18	2,39	6,09	5,12	4,16	4,00	0,27	0,72	99,58
5	39,79	0,79	17,61	2,49	10,97	0,18	6,33	7,28	4,20	2,79	2,14	0,48	4,73	99,78
6	41,96	1,24	17,42	1,65	8,88	0,61	4,76	7,68	4,13	3,38	1,76	0,37	5,56	99,40

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	25,3	36,0	19,5	19,2	105,0	0,54	0,24	0,40	0,54	IV	Тералитовая
2	23,7	46,1	15,4	14,8	122,4	5,13	0,29	0,44	0,33	III	Тералитовая
3	13,0	73,2	10,5	3,3	75,4	1,68	0,69	0,78	0,14	II	Горнблендит-пироксенитовая с признаками пироксенита
4	29,8	36,9	13,3	20,0	128,1	3,93	0,35	0,26	0,36	III	Эссекситовая
5	23,2	46,7	17,0	13,1	114,3	1,31	0,31	0,46	0,37	III	Тералитовая
6	25,2	39,9	19,7	15,2	103,5	2,30	0,35	0,44	0,49	IV	Тералитовая

№ анализа	RO	SiO_2	α	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	2,65	3,90	1,38	1: 2,71	51,2	5,1	1,6	13,3	7,6
2	2,61	4,50	1,60	1: 3,78	59,9	3,9	2,3	13,8	7,1
3	7,00	6,00	1,20	1:25,31	42,7	0,8	2,2	17,0	3,0
4	1,80	4,04	1,68	1: 1,87	58,5	6,5	2,9	10,6	6,5
5	2,31	3,58	1,35	1: 3,50	51,4	4,2	3,3	12,5	6,9
6	2,00	3,89	1,54	1: 2,50	56,4	5,3	3,6	11,1	6,5

1. Тешенит-диабаз р. Тоюн. 2. То же. 3. Переход к пироксенитовым разностям. 4. Тешенит-диабаз. 5 и 6. Трахидолериты.

делениями оливина и пироксена, биотита, магнетита и полевого шпата. Оливин слегка серпентинизирован и отчасти превращен в иддингсит, карбонаты и тальк. Пироксен буроватого цвета, оранжево-красный биотит, опацитовые псевдоморфозы по роговой обманке, баркевикитовая роговая обманка и калинатровый полевой шпат, изредка шпинель погружены в основной массе из титан-авгита, титаномагнетита, биотита, баркевикита и анальцима (?). Второстепенными минералами являются кальцит и лейкоксен.

Аналогичные породы описаны более детально А. П. Герасимовым, по данным Ф. Н. Чернышева. Среди красных песчаников и конгломератов находится, по их данным, 4 пластовых залежи гипабиссального типа (рис. 146 и 147). Эти породы также обладают черным цветом, мелкозернисты, иногда с миндалинами. Порода интрузии № 1 имеет диабазово-зернистую и офитовую структуру, иногда с переходами в интерсертальную.

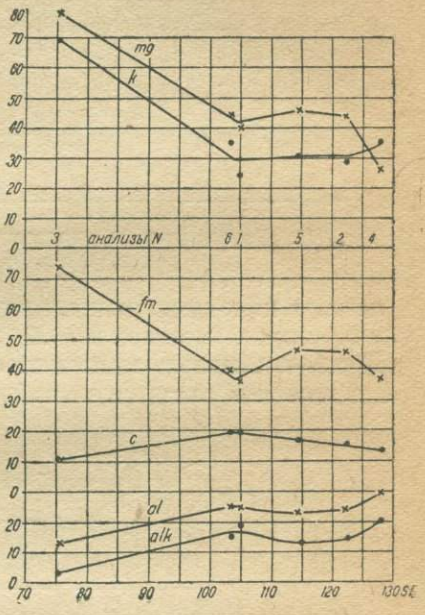


Рис. 148. Вариационная диаграмма горных пород р. Тоюн.

Изредка встречаются порфировые выделения титанавгита, иногда с ядром диопсида. Иногда мелкие зерна титанавгита с анальцимом образуют скопления вроде шлир. Вкрапленники баркевикита также нередки, как и оливина. Редко встречается во вкрапленниках биотит, ильменит. Миндалины выполнены анальцимом или пренитом. Плагиоклазы относятся к андезину и лабрадору. Вторая интрузия близка первой. Она состоит из тех же минералов. Плагиоклаз относится к лабрадору № 50—55, кроме него встречается калинатровый полевой шпат, анальцим и вторичные натролит и карбонат. Второстепенными являются ильменит и апатит. Краевые фации этой интрузии имеют стекловатую основную массу. Бурое или серое стекло переполнено микролитами полевых шпатов, черными точками руды и вторичным кальцитом. В этом базисе включены вкрапленники лабрадора, титан-авгита и др.

Третья интрузия дала породу гипидиоморфной структуры, она чрезвычайно богата оливином, но содержит и полевой шпат. Оливин идиоморфен, но большей частью разложен с образованием хлорита и змеевика. Титан-авгит образует неправильные зерна, нередко со структурой песочных часов. Часто около него наблюдается оторочка баркевикита, реже биотита. Второстепенные минералы те же.

Четвертая интрузия сложена сильно измененной породой офитовой структуры. Наиболее важной составной частью является баркевикит, далее следует зональный лабрадор с каймами олигоклаза, калинатровый полевой шпат также дает последнюю зону нарастания. Титан-авгит редок, но зато много эгирин-авгита. Остальные минералы те же. Анальцим является цементом этих минералов.

Три первые описанные породы представляют тешенит-диабазы, а последняя является роговообманковым тешенитом. Химические анализы описанных пород приведены в табл. 173.

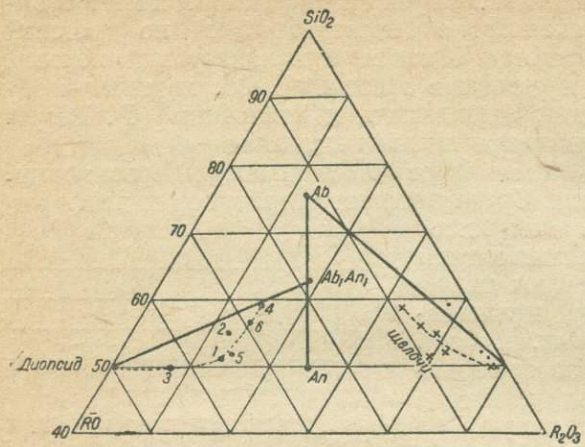


Рис. 149. Вариационная диаграмма горных пород р. Тоюн.

Диаграммы по Ниггли и по Левинсон-Лессингу, рис. 148 и 149.

Глубинные породы. Глубинные породы представлены гранитами, диоритами, сиенитами и монцонитами, а также жильными их дериватами.

Граниты развиты мелкими, иногда более значительными массивами и представлены аляскитовыми, биотитовыми и биотит-роговообманковыми разностями. В их составе констатированы, кроме упомянутых минералов, микропертит, микроклин, плагиоклаз № 3—8, а в роговообманковых разностях № 25—30, кварц, магнетит, сфен и апатит. Количественный состав их дается в следующей таблице.

Таблица 174

Минералогический состав гранитов восточной Ферганы

	№ анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кварц	38,1	28,4	24,9	23,5	23,8	23,7	21,8	2,4	0,1	0,4
Ортоклаз	—	—	—	—	12,3	—	—	—	—	37,4
Микропертит	52,4	—	—	—	—	15,3	—	94,7	—	—
Микроклин	—	60,2	20,4	33,8	—	—	—	—	40,2	—
Альбит	9,5	7,3	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	—	42,1	25,5	34,3	35,5	43,8	—	19,6	30,8
Биотит	—	4,1	11,0	10,8	28,0	15,2	12,1	2,8	—	13,3
Амфибол	—	—	0,1	6,4	—	10,3	22,3	—	—	5,4
Магнетит	—	—	1,5		1,6	—	—	0,2	—	2,4
Пироксен	—	—	—	—	—	—	—	—	37,6	10,3
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	—
	Аляскит	Лейкогранит	Гранодиорит	Адамеллит	Гранодиорит	Гранодиорит	Кварц-габбро	Аляскитовый сиенит (ортозит)	Сиенит	Монцонит

С семейством гранитов тесно связаны гранодиориты, адамеллиты и кварцевые диориты. Некоторые из последних, по системе Джогансена, попадают в разряд кварцевого габбро. Отличаясь от габбро большим содержанием кварца, они обладают плагиоклазом № 47—80, с ядром битовнита и периферией андезина до № 36. Характерно, что в этих породах появляются гиперстен и диопсид.

Породы семейства сиенитов не играют большой роли. Это фации крупных гранитных массивов. Монцониты связаны переходами с кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Центральный Алайский массив дает типичных представителей монцонитов (табл. 174, № 10). Среди этих пород описаны аляскитовые сиениты (№ 8), монцониты и авгитовые сиениты (№ 9 и 10). В последних породах плагиоклаз представлен андезином и лабрадором, а среди монцонитов появляется также гиперстен.

Жильные породы представлены гранит-порфирами и диорит-порфиритами, далее пегматитами и аплитами, не играющими большой роли в составе массивов. Интересно отметить в районе наличие редких спассартитов и роговообманково-авгитово-альбитовых жильных пород.

Контактовые явления сказываются в развитии роговиков — кварцево-биотитовых, кварцево-диопсидовых, а на контакте с известняками — гранатовых, пироксен-гранатовых и др.

7. Памир

На Памире главную роль среди изверженных пород играют породы гранитной магмы. В бассейне Кара-куля граниты интрудировали в известняково-сланцевую толщу палеозоя. Они представлены средне- и крупнозернистыми разностями гранититов, нередко порфировидных, прорезанных сетью жил гранититов и двуслюдяных гранитов, более лейкократовых, чем вмещающие породы. В последних нередки основные шлиры диоритов, которые развиты иногда и сплошными массами, вероятно, гибридного типа. Сравнительно с гранитами, они являются более древними. Пегматиты содержат мусковит, турмалин и альмандин. В аплитах также всегда присутствует гранат. Окружающие породы сильно изменены с образованием роговиковых сланцев или скарнов, состоящих из граната, везувиана, с вкрапленностью халькопирита. Участки сланцев, поавшие в граниты, инъекцированы и превращены в биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы и сланцы с андалузитом и турмалином. С удалением от контакта они переходят в роговиковые сланцы, мраморы и филлиты.

В районе Муз-кола и Ак-байтала имеются в древней сланцевой свите пластообразные залежи диабазов, претерпевших зеленокаменное изменение, а также диабазы более молодые, пересекающие меловые песчаники и глины. Они имеют форму трубчатых жил. Среди отложений верхнего палеозоя и мезозоя наблюдаются миндалекаменные порфириты, а среднезернистые, лейкократовые граниты переходят в гранититы.

К югу от Мургаба имеется интрузия диоритового состава (Зоуташ). В верховьях Буз-тере в сланцах встречены дайки гранит-пор-

фиров иногда с краевыми, более ранними зальбандами диабаз-порфиритов. Встречаются и интрузии гранитов. Гранититы прорывают толщу туфов и агломератов основных лав верхнего палеозоя, левого склона Аличура. В них интересны участки округло-сферической формы с изменением структуры в порфировую и мелкозернистую. Слабые контактовые изменения туфов и структурные явления свидетельствуют о гипабиссальном характере гранитов.

Чрезвычайно интересна гнейсо-гранитовая, мраморная толща юго-западного Памира в районе Сасыкуль — Шах-Даре-Гунт — Лянгар. Полосатые гнейсы, инъекцированные гранитами, пегматитами и аплитами, мигматиты с прослоями кристаллических известняков, полосы милонитов имеют пологое, часто совершенно горизонтальное залегание и при высоте разрезов до 2 *км* вертикальной мощности имеют большое значение для изучения зависимости метаморфизма от глубины залегания. Птигматиты и полосатые гнейсы, переслаивание гнейсов разного состава и тесное проникновение изверженным материалом являются типичными образованиями этого района. Они содержат прослои гранатово-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Мраморы содержат: форстерит, хондродит, шпинель, диопсид, флогопит, апатит, графит, пирит, скаполит, доломит и ляпис-лазурь.

Тесное проникновение осадочного материала изверженным совершалось при движениях всего комплекса, поведших к явлению протоклаза в инъекцированных дайках. Движения продолжались и после застывания изверженных масс, о чем свидетельствуют милониты.

Эта гнейсовая свита прорезана гранитами более молодого возраста.

Возраст гранитных интрузий Памира еще неясен. Несомненно, они пересекают слои мургабской свиты, относящейся к перми и триасу. Верхняя граница неясна, но А. В. Хабаковым найден гранит в конгломератах мелового возраста. Едва ли они приурочены к новейшей фазе альпийской складчатости, скорее — к ранним фазам ее. Граниты Кара-куля, вероятно, палеозойские.

В Дарвазе В. И. Попов различает три цикла вулканической деятельности.

1. Нижнепалеозойский цикл вначале дал эффузивные породы с гипабиссальными пластовыми залежами основной магмы, с туфами, превращенными в амфиболиты и роговообманковые сланцы, в кембрийских и кембро-силурийских отложениях. Во время отложения верхнесилурийских известняков происходили излияния порфировых и кварц-порфировых лав и их туфов, к которым в конце присоединяются покровы диабазов и мандельштейнов. После образования интрузии габбро и перидотитов, все они были прорваны гранодиоритами с гранит-порфировыми краевыми зонами. Граниты имеют состав роговообманковых разностей и гранититов и пересечены дайками диабазов и порфиритов.

2. Верхнепалеозойский цикл начался с эффузивной деятельности, давшей сначала кислые, а потом основные лавы верхнего карбона. Вулканическая деятельность замирает в триасе. Здесь образуются дайки и интрузии кварцевых диоритов.

3. Альпийский цикл характеризуется мандельштейнами, дайками и штоками габбро-диоритов и диорит-порфиритов. К этому же времени относится интрузия гранитов Курговада, аналогичная интру-

зиям Кудары и др. Мощные ареалы контактово-метаморфических гнейсов и сланцев сопровождают породу.

8. Северные цепи Тянь-шаня

Обширное развитие изверженных пород и преимущественно гранитов наблюдается в северных цепях Тянь-шаня. В горах Кара-Мазар и Могол-тау развиты порфиры и порфириты, кратко охарактеризованные в работах, касающихся этого района. Гранит-порфиры переходят в аплитовидные граниты. Гранит-диоритовая интрузия Могол-тау окружена краевой зоной монцонитов. К этому массиву приурочены месторождения шеелита, связанного со скарновыми жилами в массиве. Для пород Могол-тау имеются химические анализы Н. А. Смольянинова (табл. 175).

Таблица 175

Химический состав монцонитов Могол-тау

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	68,86	0,47	15,18	1,94	1,73	0,07	1,47	1,78	3,44	5,99	0,05	98,99
2	57,32	0,82	17,66	2,39	4,69	0,11	3,26	6,32	3,52	3,69	0,01	99,79

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	38,8	22,2	8,2	30,8	292	0,54	0,37	0,32
2	32,2	29,6	20,7	17,5	176,6	0,41	0,50	0,70

1. Адамеллит. 2. Монцонит. Могол-тау.

В урочище Чимган развиты гранодиориты и сиенит-диориты, а излившиеся породы представлены кварцевыми порфирами и ортофирами. Возраст этих пород послениижнекаменноугольный. Порфировые излияния переслаиваются частью с каменноугольными известняками, частью прорезают их. Большие порфировые массы развиты в горах Каржан-тау.

В горах Кара-тау изверженные породы встречаются редко и представлены небольшими выходами порфиров и порфиритов, а также диабазов и диабазовых порфиритов.

В Александровском хребте В. А. Николаев различает несколько свит. Самая древняя макбальская свита сложена кварцитами и слюдяными кварцитами, слюдяными сланцами, амфиболитами и мраморами. Она залегает в осевой части хребта. Над нею согласно лежит нельдинская свита слюдяных сланцев, часто с гранатом, слюдяных мраморов, кварцитов и амфиболитов. Выше следует каиндинская свита слюдяных и филлитовых сланцев, мраморов и амфиболитов.

Еще выше расположена кенкольская свита филлитов, мраморов и филлитово-глинистых сланцев.

Все перечисленные свиты относятся ко времени ниже нижнего силура и наиболее глубокие из них, вероятно, уже к докембрию.

Выше них лежит карасайская свита темнозеленых и фиолетовых песчаников и сланцев и глинисто-филлитовых сланцев S_1, далее лингуловая свита, лежащая несогласно на карасайской (S_2—D_1), и, наконец, несогласно лежащий на них карбон, сложенный в основе конгломератами. В нижней части разреза, в неясных отношениях к другим свитам, расположена порфиритово-туфовая свита с основными эффузивными породами типа спилитов, шаровыми лавами, туфами и брекчиями. Граниты производят контактовый метаморфизм древних сланцевых свит.

В горах Ичкеле-тау, расположенных между Таласским Алатау и Александровским хребтом, развиты гранитные штоки, сложенные средне- и крупнозернистыми гранититами, иногда порфировидной структуры. В гранитах северного склона калиевой полевой шпат представлен ортоклазом, в южном же штоке—микроклином. И тот и другой проросли пертитовыми вростками альбита. Плагиоклаз относится по составу к № 8—15. В отдельных отпрысках и апофизах граниты приобретают аплитовидный и гранит-порфировый характер. В западной части хребта, в горах Кызыл-Адыр и Ак-таш, выступают более значительные гранитные массы разнообразного состава. Здесь различаются аляскитовые граниты с шлировыми массами кварцевых диоритов с апофизами аляскита. Восточная часть массива сложена кварцевыми диоритами и сиенит-диоритами. Они являются более древними, но местами граница их с аляскитами исчезает. Из жильных пород констатированы пегматиты в аляскитах с кристаллами микропертита до 2 *м*.

Граниты окружены контакт-метаморфическими зонами, в которых развиты кварцево-биотитовые роговики, переходящие постепенно в слюдяные сланцы и хлоритово-серицитовые филлиты. В контакте с известняками развились известково-силикатовые роговики, уже в 400 *м* от контакта теряющие гранат, диопсид и волластонит. В роговиках, кроме того, констатированы идократ, сфен, апатит, магнетит, кварц и кальцит (IX и X классы Гольдшмидта).

В Таласском Алатау древние немые толщи представлены песчаниково-сланцевою свитою Mc, над которой лежит песчаниковая свита с подчиненными конгломератами и сланцами Mn, далее свита кристаллических известняков с неясными отношениями к первым двум свитам. В бассейне Арабеке и Кричкели выделена песчаниково-сланцево-известняковая свита S_1, прорванная гранитами. В следующей свите, относимой к девону (?), уже встречаются гранитные гальки. Кроме того, развиты известняки верхнего девона и нижнего карбона.

Центральная интрузия гранитов вытянута в северо-западном направления от Каракасмака на востоке до Арабека на западе. Северный ее контакт ограничен сбросом. Ясные интрузивные контакты с апофизами гранит-порфиров и образованием роговиков наблюдались со свитой Д (?). С другой стороны, та же свита содержит конгломераты с галькой этих гранитов. Повидимому, граниты центральной части хребта неодновременны.

Древние граниты в гальках представлены средне- и мелкозерни-

стыми разностями светлосерого цвета, лейкократовыми с гнейсовидной текстурой и признаками катаклаза. Из полевых шпатов преобладает альбит и подчиненное значение имеет микроклин.

Граниты интрузии представлены средне- и крупнозернистыми гранитами с олигоклазом и микроклином, с примесью второстепенных циркона и ортита. Местами они переходят в гранодиориты и кварцевые диориты.

Небольшой массив Ири-су (рис. 150) сложен довольно основными породами от меланократовых сиенитов и монцонитов до пироксенитов с шонкинитами, вместе с которыми в подчиненном значении выступают и более кислые разности, соответствующие кварцевому сиениту. Все породы отличаются свежестью; ортоклаз в них имеет санидиновый облик. Плагиоклаз лейкократовых разностей представлен олигоклазом, а в основных разностях — андезином и андезин-лабрадором.

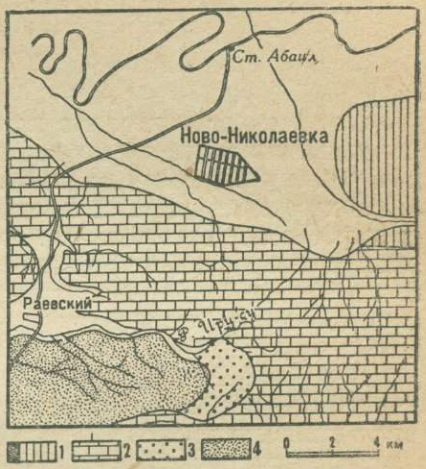


Рис. 150. Геологическая карта массива Ири-су.

1—песчаники и сланцы s_1; *2* — известняки D_2—C; *3*—щелочные изверженные породы; *4*—конгломераты.

Пироксен в сиенитах представлен диопсидом, а в меланократовых разностях — авгитом или эгирин-авгитом. Присутствует также роговая обманка и оливин. Нефелин образует микропегматитовые прорастания с ортоклазом. Второстепенные минералы — магнетит, апатит, титанит и изредка меланит.

Известняки C_1 прорваны интрузией и превращены в гранато-пироксеновые роговики.

Химический состав описываемых пород иллюстрируется анализами:

Таблица 176

Химический состав горных пород Ири-су

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Сумма
1	61,48	0,36	19,27	1,83	1,82	—	0,92	3,00	7,20	3,80	0,66	0,16	100,50
2	48,90	0,82	12,19	4,67	5,96	0,22	7,93	9,75	2,01	5,88	1,17	0,15	99,65
3	43,00	1,14	6,51	8,29	7,71	0,44	10,40	19,78	0,78	0,85	1,13	0,09	100,12

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	40,3	15,0	11,5	33,2	218,6	1,06	0,26	0,33	0,77	V	Пуласкитовая
2	16,4	46,8	23,8	13,0	111,4	1,37	0,66	0,58	0,51	IV	Шонкинитовая
3	6,9	52,2	38,6	2,3	78,5	1,53	0,43	0,54	0,74	V	Пироксенитовая

Продолжение

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$
1	1,29	5,15	2,4	1,53 : 1,00
2	3,87	5,54	1,61	1,00 : 4,82
3	6,50	6,27	1,31	1,00 : 34,60

Из анализов видно, что количество титана, извести и фемических компонентов закономерно повышается при падении *al* и *alk* к основному члену ряда пород Ири-су.

В хребте Заилийский Алатау, к северу от оз. Иссык-куль, имеются в карбоновых отложениях порфиры и туфы. Интрузии гранитов в центре северных цепей динамометаморфизмом превращены в гнейсы. В конце палеозоя продолжались интрузии микропертитовых гранитов красного и серого цвета, крупнозернистого сложения. Они дали мощные интрузии высокогорных областей хребта.

В районе Иссык-куля расположены с юга хребет Терскей-тау, а с севера Кунгей-Алатау. Седла этих хребтов сложены гранитами, гранито-гнейсами и метаморфизованными породами палеозоя. На склонах граниты также занимают обширные площади в виде полос, параллельных хребтам. Близ озера они сменяются мезозоем и у озера — озерными и ледниковыми отложениями.

Гранодиоритовая магма дала гранититы, амфиболовые граниты, диориты, габбро и даже перидотиты. Из них первые являются наиболее распространенными в составе хребтов. Кроме интрузий дериватов этой магмы, существуют более молодые розовые и красные граниты и сиениты. Породы гранодиоритовой магмы прорвали палеозойские сланцы и создали большую часть массивов Терскея и Кунгея. Иногда между дериватами этой магмы существуют постепенные переходы, в других случаях они резко отграничены друг от друга.

Основные фации появляются обычно в краевых частях массивов и обусловлены отчасти, повидимому, ассимиляцией известняков кровли.

Граниты являются самыми распространенными породами в районе. Ортоклаз, микропертит, олигоклаз-андезин, олигоклаз, кварц, биотит, реже амфибол являются главными минералами. Они постепенно переходят в амфиболовые гранититы, в которых плагиоклаз является чаще андезином. В краевых частях их массивов часто появляются гнейсовидные разности, обладающие признаками катаклаза. Нередки также порфировидные разности.

Диориты встречаются реже, тоже или в тесной связи с гранититами, или как более древние фации. Характерно, что в периферической части массивов гранитов встречаются шлиры диоритового состава, обогащенные биотитом. Плагиоклаз диоритов представлен андезином до битовнита, темноцветные — амфиболом и биотитом. Сильный катаклаз и перекристаллизация приводят иногда к образованию амфиболитов.

Кроме того, различаются кварцево-пироксеновые диориты, очень редкие и развитые в виде мелких штоков в сланцах и на контактах гранититов с известняками.

Габбро встречаются столь же редко в виде штоков или в виде шлир среди диоритов, пластовых залежей и жил. Различаются нормальные, оливиновые и уралитовые разности, а также с бронзитом. Крайние члены дифференциации этого ряда представлены пироксенитами и перидотитами. Первые развиты редко, в контакте диоритов и известняков. Вторые — в виде жил.

Граносиенитовая магма дала лейкократовые розовые и красные граниты крупно- и среднезернистой, иногда порфировидной структуры. Они состоят из ортоклаза или микроклина, олигоклаз-альбита или альбита, олигоклаза, кварца, с небольшой примесью биотита и акцессорных. У контактов величина зерна уменьшается и порода или обогащается кварцем или лишается его, переходя в сиениты, вместе с одновременным увеличением содержания биотита и роговой обманки. Сиенитовые фации встречаются редко, на краях массивов.

Жильные породы представлены гранит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, сиенит-порфирами и аплитами. Они очень редки. Из эффузивных пород очень редко встречаются фельзитовые порфиры и порфириты с гиалопилитовой или пилотакситовой основной массой.

От оз. Иссык-куль граниты проходят в район Центрального Тянь-шаня, в окрестности Хан-Тенгри.

9. Пограничная Джунгария

Пограничная Джунгария была исследована В. А. Обручевым с сотрудниками, из которых М. А. Усов дал монографию горных пород этого района, находящегося уже за границей СССР.

Наиболее древними изверженными породами области являются порфириты с микропилотакситовой и гиалопилитовой структурами, развитые в нижних горизонтах палеозоя. Их излияния продолжались до верхнего карбона. Состав их с течением времени изменялся, и наиболее основные разности их относятся к карбону (хребет Семистай).

Местами происходили излияния кератофиров, и только в самых верхних горизонтах палеозоя порфиры получают преобладание. Извержения их носили субаэральный характер. Наиболее древние разности порфиров носят характер трахитовых альбитофиров, тесно связанных с микропилотакситовыми порфиритами. Альбитофиры сменяются пертитовыми кератофирами, и наиболее молодые породы, развитые в Северном Уркашаре, являются санидиновыми порфирами.

Излияния этих пород сопровождались мелкими интрузиями их гипабиссальных аналогов. Сюда относятся кварцевые мангериты и альбититы. С эффузиями микропертитовых кератофиров связаны интрузии кварцевого сиенита Тактая и гранитов Семистая.

Главная масса гранитных интрузий явилась последним звеном вулканизма района. Она произошла до отложения мезозоя, в составе которого имеются продукты ее разрушения.

Основные интрузии имеют малое распространение и относятся частично к гранодиоритовой формации. Змеевики являются, повидимому, более древними. Излияния кислых порфиров и интрузии гранитов происходили, вероятно, в пермо-карбоне. Возможно, что базальт урочища Ак-тау моложе части кайнозойских пород.

Эффузивные горные породы представлены порфирами и порфиритами. Порфиры разделяются на микропертитовые, антипертитовые, альбитовые и натрово-ортоклазовые (санидиновые?). Все разности порфиров тесно связаны друг с другом, обладают большим химическим родством, но их полевые шпаты совместно не встречаются. Характерно обилие Na_2O, позволяющее считать породы кератофирами. Различаются кварцевые, фельзитовые и трахитовые кератофиры. Господствуют первые разности, тогда как последние являются редкими и представлены альбитофирами. Кератофиры являются аналогами альбититов, обладающих широким колебанием количества кварца.

Порфириты характеризуются вкрапленниками плагиоклаза. Кислые их представители обладают составом кварцевых порфиритов. Из темноцветных компонентов редко встречается зеленая роговая обманка, чаще бурая роговая обманка или же моноклинные и ромбические пироксены. Состав плагиоклазов первой генерации соответствует плагиоклазам от олигоклаза до лабрадора.

Авгитовые порфириты пользуются наибольшим распространением. Их плагиоклаз является андезином.

Мелафиры относятся к различным типам, отвечают разновидностям габбро и содержат плагиоклаз от андезина до битовнита.

Глубинные породы представлены преимущественно гранитами. Исключительным распространением пользуются микропертитовые граниты. Наиболее кислые разности, развитые в массиве Кожуртас, состоят из кварца и микроклин-микропертита с небольшим содержанием биотита и роговой обманки. С увеличением основности их появляется сначала альбит-олигоклаз, доходящий в наиболее основных представителях до андезина. Точно так же увеличивается и количество темноцветных минералов. Из последних амфибол вытесняет биотит.

Микроклиновые граниты менее распространены. Микропертит играет в них незначительную роль. Из цветных минералов развит биотит и редко роговая обманка. В гранитах Улан-кола наблюдается примесь мусковита и граната, вероятно, вследствие образования их в условиях пьезокристаллизации.

Граниты Семистая, Бота-майнака и Хара-адрыка близки микропертитовым, но в микропертите их господствует ортоклаз. Особенно интересно отметить для них наличие рибекита, довольно обильного в гранитах Семистая.

По характеру темноцветных компонентов различаются рибекитовые, биотитовые и биотито-роговообманковые граниты, аляскиты, адамеллиты и банатиты.

Гранодиориты близки банатитам, но в них не содержится микропертита и в подчиненном количестве присутствует ортоклаз. Они слагают довольно большой массив Бель-агач, или же развиты в краевой фации массивов. Они постепенно переходят в кварцевые диориты. Обычно при этом они теряют биотит, а к роговой обманке присоединяется авгит. Крайним членом ряда являются плагиоклазовые горнблендиты.

Сиениты распространены очень ограниченно и не связаны с гранитами. Кварцевый сиенит Тактая состоит из микропертита с примесью кварца, биотита, роговой обманки и авгита, что приближает их к группе мангеритов.

Химический состав горных пород Пограничной Джунгарии

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	77,52	10,82	2,02	0,71	0,15	0,40	3,85	4,53	0,78	100,78
2	77,00	12,60	0,57	0,50	0,13	0,24	3,26	5,04	0,76	100,10
3	76,46	12,23	0,82	0,45	0,52	0,37	3,82	4,38	1,02	100,07
4	71,81	14,58	1,53	0,74	0,24	1,07	4,45	4,86	1,08	100,36
5	70,56	13,67	1,70	1,18	1,26	2,69	3,75	3,34	1,18	99,33
6	67,62	16,08	2,51	1,42	1,40	3,26	3,47	5,21	1,05	100,02
7	65,74	15,49	1,68	3,43	0,58	0,81	5,70	5,20	1,32	99,95
8	65,02	14,20	0,44	6,70	1,40	4,03	4,10	2,80	1,31	100,00
9	54,14	14,41	5,24	8,50	2,53	5,66	3,83	2,57	3,18	100,06
10	45,16	10,30	9,94	12,63	5,48	9,26	2,70	0,97	2,66	100,10
11	73,88	9,90	4,60	2,02	0,43	0,73	3,97	4,14	0,92	100,03
12	73,45	12,40	2,79	1,27	0,19	0,20	4,33	4,85	0,78	100,26
13	72,49	12,27	2,23	1,64	0,24	0,69	4,65	5,04	0,78	99,95
14	71,98	12,80	0,71	3,18	0,90	0,61	4,56	3,92	1,27	99,93
15	67,01	15,00	2,38	2,92	0,93	1,51	5,00	4,04	1,31	100,00
16	67,00	15,45		3,65	0,61	3,47	4,00	4,25	1,65	100,08
17	64,39	12,22	5,88	2,31	1,80	2,76	5,75	1,72	2,13	98,96
18	63,31	14,22	1,23	7,85	2,75	4,98	3,54	2,26	1,66	99,80
19	53,87	19,00		6,82	1,77	8,02	3,01	2,81	4,78	99,98
20	50,23	15,11	7,02	9,24	2,08	7,22	4,90	0,58	4,04	100,42
21	51,47	15,64	13,63	5,93	3,17	4,34	5,40	0,42	—	100,00

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	40,1	15,1	3,0	41,7	488,9	0,44	0,10	0,20	II	Щелочно-гранитовая
2	49,0	7,1	1,5	42,4	671,8	0,50	0,17	0,22	II	Аплит-гранитовая
3	45,5	10,9	2,6	41,0	483,9	0,43	0,45	0,24	II	Энгадинитовая
4	44,4	11,1	5,9	38,6	371,2	0,42	0,17	0,53	IV	»
5	38,7	20,0	13,9	27,4	336,2	0,37	0,45	0,70	V	Гранодиоритовая
6	38,0	20,8	14,2	27,0	271,2	0,50	0,40	0,68	V	Адамеллитовая
7	38,1	21,2	3,7	37,0	272,4	0,37	0,18	0,18	II	Граносиенитовая
8	31,8	30,4	16,2	21,6	243,0	0,31	0,26	0,53	IV	Ондалитовая
9	24,7	42,1	17,7	15,5	155,1	0,30	0,26	0,42	IV	Габбро-диоритовая
10	13,3	57,8	21,8	7,1	98,4	0,20	0,31	0,38	III	Нормально-габбровая
11	32,5	32,1	4,3	31,1	412,5	0,48	0,11	0,14	II	Рапакивитовая
12	39,7	19,2	1,3	39,8	400,6	0,43	0,08	0,07	I	Щелочно-гранитовая
13	37,5	19,1	3,7	39,7	374,1	0,42	0,10	0,20	II	»
14	38,1	23,4	3,3	35,2	364,0	0,36	0,30	0,14	II	»
15	37,4	24,4	6,8	31,4	283,9	0,34	0,27	0,28	III	Натрово-сиенитовая
16	28,2	34,9	11,2	25,7	249,1	0,17	0,30	0,32	III	»
18	27,1	37,8	17,3	17,8	196,5	0,27	0,35	0,45	IV	Тоналитовая
20	23,5	42,4	20,4	13,7	130,7	0,08	0,19	0,48	IV	Габбро-диоритовая
21	23,5	50,8	11,8	13,9	132,4	0,04	0,24	0,23	II	Натрово-лампросиенитовая

1. Гранит. Семистай. 2. Гранит. Кожуртас. 3 Гранит. Коктас. 4. Гранит. Кен-сай. 5. Гранодиорит (адамеллит). Чингиз. 6. Банатит. Корджура. 7. Кварцевый сиенит. Тактай. 8. Гранодиорит. Бель-агач. 9. Кварцевый мангерит. 10. Габбро. Тактай. 11. Альбитофир. Хара-адрык. 12. Кварц-кератофир. Корджура. 13. Кварц-кератофир. Уркашар. 14. Кварц-кератофир. Турангы-бастау. 15. Гранит-порфир. 16. Кварцевый порфирит. Р. Дарбуты. 17. Авгитовый порфирит. Склон Джаира по речке Модон-обо. 18. Порфирит. Арасан. 19. Авгитовый порфирит. Хара-арат. 20. Мелафир. Семистай.

Альбититы состоят из альбита № 2—7, кварца и калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Они представлены одинокими штоками. Аналогично развиты и диабазы, содержащие, кроме основного плагиоклаза и авгита, нередко кварц, ортоклаз, иногда образующих микропегматитовые прорастания, а также роговую обманку и биотит. Автор называет последние разности мангеритами. Они тесно связаны с эффузиями.

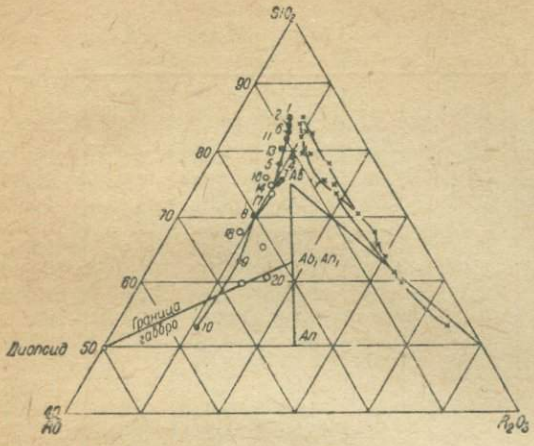


Рис. 151. Вариационная диаграмма горных пород Пограничной Джунгарии. Точки — интрузивные, кружки — эффузивные породы; кресты — соответственные точки щелочей.

Из основных пород, в общем очень редких в районе, наибольшим распространением пользуются диаллагиты и бронзититы, перешедшие обычно в змеевики. Габбро развиты двух типов: нормальные разности состоят из битовнита и диаллага, встречены в связи с гранитом Кожуртаса и в змеевиках штоков Майли. Небольшой шток габбро на Тактае развит рядом с кварцевым

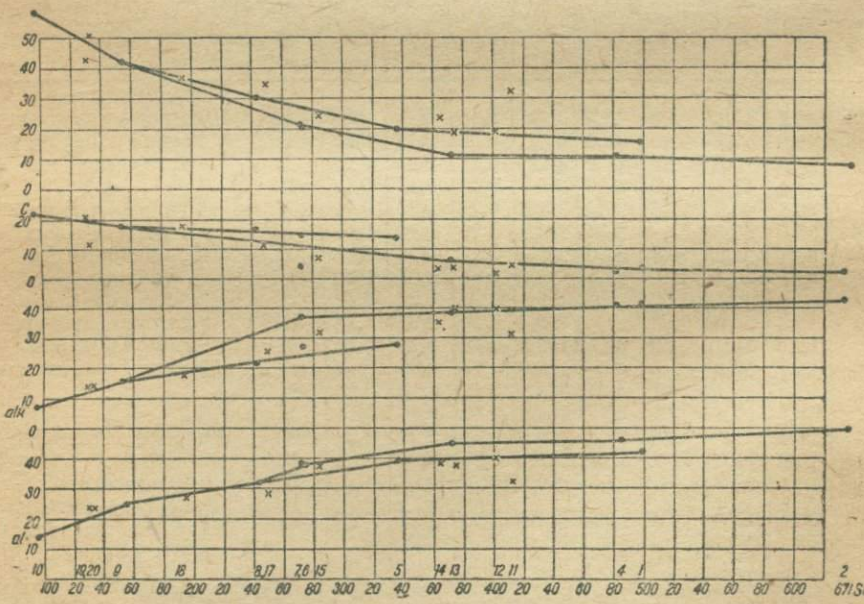


Рис. 152. Вариационная диаграмма горных пород Пограничной Джунгарии.

сиенитом и содержит битовнит, диаллаг, гиперстен, баркевикит и биотит, а также изредка и оливин, приближаясь по составу к тералиту.

Жильные породы, сопровождающие граниты, представлены а п-

литами, часто содержащими турмалин и переходящими в кварцево-турмалиновые скопления. Кроме них, развиты жильные породы диоритового состава, типа спессартитов. Редко встречаются минетты. Гранит-порфиры, развитые в виде жил, представлены микрогранитовыми псевдосферолитовыми разностями.

Серия описанных пород подверглась анализу, давшему следующие результаты (табл. 177, стр. 463).

Данные анализов нанесены на вариационные диаграммы Левинсон-Лессинга (рис. 151) и Ниггли (рис. 152). Из первой видно, что большая часть гранитовых пород попала на стехиометрическую среднюю линию треугольника. Кислые представители гранитов обогащены щелочами и дают настоящих щелочных представителей в лице аляскитов и рибекитовых гранитов. Один анализ попал в габбровое поле (№ 10).

По диаграмме Ниггли намечается две линии диференциации интрузивных пород по всем главным окислам.

1	2	1	2	1	2	1	2
al	*al*	*alk*	*alk*	*c*	*c*	*fm*	*fm*
Габбро Мангерит Сиенит		Габбро Мангерит Сиенит	Гранодиорит	Габбро Мангерит (Сиенит) гранит Кенсая	Гранодиорит	Габбро Мангерит Сиенит	Гранодиорит
Банатит	Гранодиорит	Гранит Кенсая	Банатит	Гранит Койтаса	Банатит	Банатит Гранит	Адамеллит
Гранит Кенсая	Адамеллит	Гранит Койтаса	Адамеллит		Адамеллит	Кенсая	Гранит Кожуртаса
Гранит Койтаса	Гранит Кожуртаса	Гранит Кожуртаса		Гранит Кожуртаса		Гранит Койтаса	
Рибекитовый гранит		Рибекит Гранит		Гранит рибекитовый		Гранит рибекитовый	

Сравнивая эти таблицы, мы видим, что гранит Кожуртаса и банатит по *al* и *fm* попадают во вторую линию, по *alk* и *c* — в первую, отличаясь богатством глинозема и бедностью фемическими компонентами и в то же время щелочноземельным характером в содержании извести. В отношении содержания *k* наблюдаются аналогичные ассоциации горных пород. Выступает резкое обогащение *k* в сиенитах. Последние обнаруживают несколько щелочной характер.

10. Общие выводы по Средней Азии

Огромные, слабо изученные и трудно доступные площади хребтов Тянь-шаня, еще только начинающих вовлекаться в культурное использование, дают возможность сделать только самые общие выводы относительно его петрологии. Мы указывали выше, что горы Султан-Уиз-даг имеют в петрографическом отношении много общего с Уралом. Щелочноземельный характер сохраняется и сказывается в на-

личии основных пород. Точно так же в северном Нуратинском хребте наблюдаются основные породы, представленные различными членами семейства габбро и перидотитов, прослеживаемые в виде длинной цепи мелких массивов на протяжении до 120 *км*, вторгшихся, повидимому, в полость какого-либо разрыва. Однако, роль их в строении этих гор незначительна. Мы имеем здесь слабое проявление основной магмы. Нет и тех огромных толщ основных эффузивных образований. Интрузии Тянь-шаня и Памира представлены преимущественно гранитами и гранодиоритами. Характерно стремление в некоторых случаях к образованию щелочных фаций. Особенно это резко выражено в Туркестанском хребте, но выступает также и в северных дугах, примером чему служит массив Ири-су в системе Таласского Алатау. Некоторые сиениты западной части бассейна Иссык-куля также относятся к щелочным разностям. Здесь встречены авгитовые сиениты с небольшим содержанием нефелина, а также породы типа нордмаркита. Граносиениты и сиениты встречаются и в Чу-Илийских горах и западных отрогах Чаткальского и Таласского хребтов. Щелочность выступает и в Джунгарии, где появляются рибекитовые граниты. Эта щелочность в Туркестанском хребте связана с наличием известняков, причем эта связь особенно рельефно выступает в области развития нефелиновых сиенитов, примером чего может служить район Тагобы-Собак; точно также и массив Ири-су залегает в известняках C_1. Вся провинция может быть охарактеризована как щелочноземельная, с местным проявлением щелочности натрового типа и только изредка с уклоном в калийный тип магм (шонкиниты). Трахидолериты и тешениты Тоюна в Кашгарии являются также примером более молодых, кайнозойских щелочных пород. В. А. Николаев справедливо отмечает щелочность последних дериватов вулканических явлений, а также и то, что расположение щелочных пород Туркестанского хребта представляет новое исключение идеи Бекке и Ниггли о том, что натровые породы приурочены обычно к областям вне орогена или в его краях. Что касается щелочного массива Ири-су, то он находится в краевой области варисцийского орогена.

Из расположения отдельных известных точек развития щелочных пород обращает внимание их приуроченность к узлам схождения дуг и цепей различного направления. Массив Ири-су расположен в месте схождения системы Кара-тау — Александровский хребет и Чаткальско-таласской системы. К Туркестанскому хребту примыкают приходящие с юго-запада памирские дуги. В бассейне Тоюн наблюдаются аналогичные отношения. Район западной части Иссык-куля имеет сходное строение. Несомненно, особые условия динамического движения в этих местах создали благоприятные условия для развития щелочной магмы, но вряд ли этот процесс шел без участия карбонатных пород. Связь щелочных пород с последними здесь проявляется особенно наглядно.

11. Полезные ископаемые

Полезные ископаемые Средней Азии характеризуются разнообразным ассортиментом металлов и неметаллических объектов. В их генезисе принимали участие как магматические, так и осадоч-

ные процессы. Оставляя в стороне последние, можно отметить связь различных металлов с двумя фазами складчатости, а именно: с варисцийской и альпийской. Первая дала руды молибдена, железа золота, полиметаллов, сурьмы, ртути и мышьяка, вторая — редкие элементы, железо, медь, цинк, серебро и колчеданные залежи. Пегматиты, связанные с гранитами последней, содержат также полезные ископаемые.

Среди металлических ископаемых главное значение принадлежит медным порфировым рудам. Алмалыкское месторождение в 80 *км* от Ташкента, в долине Ангрен, является главным с запасом 2 100 000 *т* меди. Известны также золотосодержащие порфировые медные руды в метаморфических сланцах к северо-западу от Кала — и — Хумба в Таджикистане (Памир).

Свинцово-цинковые серебросодержащие руды Кара-Мазара привлекают большое внимание промышленности и усиленно разведываются. Тип полиметаллического оруденения Кара-Мазара проходит до оз. Сон-куль (к западу от Иссык-куля) и до системы Чаткальского хребта. Они характеризуются значительной рассеянностью и связаны с эффузивными породами и гипабиссальными вулканическими очагами. Разделение металлов и их концентраций происходит при проникновении растворов в чуждые породы.

В северных цепях Тянь-шаня привлекает внимание Талды-булакское полиметаллическое месторождение у Токмака. На Памире, в Аличурской долине, также наблюдаются признаки руд этого типа.

Железные месторождения известны в виде контактовых залежей Кураминского хребта, но они еще мало изучены.

Редкие металлы представлены оловом, вольфрамом, молибденом, бериллием, ванадием, ураном, радием и торием. Золото, висмут, сурьма, мышьяк, ртуть, кадмий и серебро также встречаются.

Сурьма и ртуть развиты в большой южнокиргизской металлоносной зоне вдоль предгорий Алая, длиною около 200 *км*, где известно 14 месторождений, из которых Кадамджайское сурьмяное и Хайдарканское ртутно-сурьмяно-плавиковое и Чувайское являются разведанными и заслуживают внимания для комплексного использования.

Мышьяк представлен арсенопиритовыми рудами района Брич-муллы и реальгаром среди углистых сланцев сурьмяно-ртутной зоны южной Ферганы. Висмут известен также в Брич-мулле и в полиметаллических месторождениях. Серебро приурочено к кара-мазарским рудам. Золото известно на Памире как в коренном залегании, так и в третичных конгломератах и современных отложениях (Дарваз). Коренные месторождения золота Памира связаны с гранитами среди зоны зеленокаменных метаморфических пород, идущих дугой от пика Ленина до Афганской границы у Кала — и —Хумба на юго-западе. Тяньшанское золото связано, вероятно, с кварцево-турмалиновыми жилами и мышьяковым колчеданом.

Олово известно в Кызыл-Кумах, в шлихах оврагов, в гранитном массиве Алтын-тау, в Гиссарском и Зеравшанском хребтах, в горах Кара-Тюбе в 25 *км* к югу от Самарканда и к северу от Сталинабада, в последнем — в пегматитах В Кара-Мазарском районе оно известно в арсенопиритовых жилах Такели.

Вольфрамит найден в Кара-Мазаре, Алмалыке и горе Алтын-тау, но как минералогический непромышленный объект.

Шеелит известен в скарновых жилах Могол-тау у Ходжента.

Берилл констатирован в пегматитовых жилах р. Кырк-булак и у ледника Ак-су в Туркестанском хребте.

Молибденит известен в долине р. Большого Кебина, в аплитах, в урочище Кудара на Памире, в пегматитах и кварцевых жилах, в скарнах гор Нур-ата, Лянгарское месторождение, и в районе Алмалыка.

Руды радия, урана и ванадия представлены в Ферганской долине Тюя-Муюнским месторождением в карстовых известняках и урановыми слюдками Табошара в Кара-Мазаре. Интересен также ванадиевый рудник Сулейман-сай.

Ториевые месторождения известны в виде монацитов, найденных в гранитах Кудары. В Центральном Памире известны россыпи, содержащие монацит и циркон.

Из неметаллических полезных ископаемых известны: наждак, асбест, слюда, ляпис-лазурь, тальковые камни, гидромагнезит, полевые шпаты, кварц и строительные материалы.

Главнейшая литература по петрографии Средней Азии

1. А. А. Аверин. Работы Муксуйской подгруппы. Таджик. компл. эксп. 1932, стр. 256—275, 1933.
2. Е. Г. Андреев. Молибденит Кудары. Таджик. компл. эксп. 1932 г. Ленинград 1933.
3. Л. Ф. Айнберг. Изверженные горные породы окрестностей Тюя-Муюна. «Тр. по изуч. радия», т. II, 1926.
4. К. И. Аргентов. О геологических исследованиях в Семиреченской области. «Горн. Ж.» 1911, 13, 14, 16 гг.
5. О. Баклунд. О нордмарките с р. Чу. «Изв. Ак. н.» № 2, 1915.
6. Д. С. Белянкин. О щелочных горных породах с ледника Райгородского. «Изв. Полит. инст.», т. XIII, 1910.
7. Д. С. Белянкин. Сиенит-порфир с р. Чу. «Изв. Полит. инст.». т. XXVII, 1918.
8. К. И. Богданович. Геологические исследования в восточном Туркестане. «Тр. Тибетск. эксп.» 2, 1892.
9. Вебер. Месторождение Сулейман-сай. Пут. эксп. III всес. съезда геол., I, 1928.
10. А. Г. Вологдин. Вахио-и-Боле (Дарваз и хребет Петра Великого). Таджик. компл. эксп. 1932 г., Ленинград 1933, стр. 289—323.
11. А. Е. Вознесенский, К. А. Попов и И. А. Преображенский. Султан-Уиз-даг. «Изв. СПБ. полит. инст.». 1914, т. XXI, № 2.
12. Б. А. Гарусевич. О пегматитах гранитной магмы верховьев р. Сох. «Тр. Памир. Эксп.» вып. 14, 1932, стр. 101—131.
13. Б. А. Гарусевич. Материалы к минералогии гранитных пегматитов верховьев р. Ляйляк. Там же, 131.
14. А. П. Герасимов. Основные породы с р. Тоюн в Кашгарии. «Изв. Геол. ком.» т. XVIII, № 8, 1929.
15. Н. И. Дингельштедт. Коренные месторождения южного склона Заалайского хребта. Таджик. компл. эксп. 1932 г., Ленинград 1933.
16. А. К. Жерденко. Месторождения Язгулема, Бартанга и Кудары. Таджик. компл. эксп. 1932 г. Ленинград 1933.
17. А. Зайцев. Кристаллические породы окрестностей Красноводска. «Тр. Общ. ест. Каз. унив.», т. XIII. 1884.
18. Е. В. Иванов. Ташкент — Угам — Чимкент. Путеводит. экск. к III всес. геол. съезду. 1928
19. Н. В. Ионин. Хребет Базар-дара. Таджик. комп. эксп. Ак. н. 1933.
20. П. Казанский. Предварительный отчет о геологических исследованиях между Копалом и р. Или в 1911 г. «Изв. Геол. ком.» 31, 1912.

21. Н. С. Каткова. Граниты Кудары. Таджик. компл. эксп. Ак. н. 1932 г., Ленинград 1933.
22. Н. Г. Кассин. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне Иссык-куля в 1914—1915 гг.
23. Н. Г. Кассин. Гидрогеологические исследования, произведенные в области Кетменского хребта и р. Чарына и южных склонов Джунгарского Алатау. Мат. по гидр.» № 6—7, Упр. вод. хоз. Ср. Аз. 1926—1927.
24. С. И. Клунников. Аличур и Гунт. Таджик. комплексная эксп. Ак. н. 1933.
25. И. С. Комиссан. Нижняя часть долины р. Исфайрам. Там же, 1928.
26. В. И. Лучицкий. Петрографические особенности окрестностей Тюя-Муюнского радиевого месторождения. «Тр. по изуч. радия» II, 1926.
27. А. В. Москвин и А. А. Сауков. Щелочные породы с р. Джуры-сай в южной Фергане. «Тр. Памир. эксп.», вып. VII, 1931, стр. 65—89.
28. А. В. [illegible]сквин. Щелочные породы верховьев р. Ходжа-ачкан. «Тр. Памир. эксп.» вып. XIV, 1932.
29. А. П. Марковский. Заалайский хребет. Тадж. компл. эксп. 1932, Ленинград 1933.
30. С. Ф. Машковцев. Горы Кара-Мазар. Пут. эксп. к III всес. геол. съезду 1928 г.
31. И. В. Мушкетов. Туркестан, т. I, 1886, II, 1906.
32. И. В. Мушкетов. Геологическое путешествие на Алай и Памир в 1887 г.
33. Д. И. Мушкетов. Геологическая карта Средней Азии. Лист VI-7 и VII-7 «Тр. Геол. ком.» № 169, 1928.
34. Д. И. Мушкетов. Северные предгорья Туркестанского хребта. Пут. экск. III съезда геол. I, 1928.
35. Д. В. Наливкин. Очерк геологии Туркестана. 1926.
36. Д. В. Наливкин. Северный склон Алайского хребта. Пут. экск. III съезда геол., I, 1928.
37. Д. В. Наливкин. Тектонические циклы западной части ангарской геосинклинали. «Тр. III Всес. съезда геол.» 1930.
38. В. А. Николаев. Ичкеле-тау, «Изв. Геол. ком.» т. 41, № 25, 1922.
39. В. А. Николаев. Гидрогеологический очерк правобережья р. Зеравшан. Упр. водн. хоз. Ср. Аз. «Мат. по гидрогеол.» вып. 8, 1926.
40. В. А. Николаев. Материалы к петрографии восточной Ферганы, «Тр. Геол. ком.» вып. 169, II, 1928.
41. В. А. Николаев. Заметка о щелочных породах бассейна Тоюна в Кашгарии. «Зап. Рос. мин. об-ва», LV, № 2, 1926.
42. В. А. Николаев. Щелочные породы Ири-су и западное окончание Александровского хребта. Путевод. экск. III всес. геол. съезда, вып. I, 1928.
43. В. А. Николаев. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. «Тр. III всес. съезда геол.» 1930.
44. В. А. Николаев. Петрология Памира. Таджик. компл. экс. Ак. н. 1932 г. Ленинград 1933.
45. Б. Н. Наследов и А. В. Королев. Месторождения Алтын-Топкана, Табошарского участка, Кен-сая и Кан-и-Мансура в Кара-Мазарском районе. Путев. экск. III всес. геол. съезда, вып. I, 1928.
46. П. Низковский. К характеристике изверженных горных пород из окрестностей Красноводска. «Изв. Петр. пол. инст. 1915, XXIV, № 1.
47. Д. В. Никитин. Золоторудное месторождение на Памире. «Мат. общ. и прик. геол.» № 9, 1926.
48. В. А. Обручев. Пограничная Джунгария. Т. I, вып. 1, 1913.
49. В. И. Попов. Южные склоны Дарвазского хребта. Таджик. комп. эксп. 1932 г., Ленинград 1933.
50. П. И. Преображенский. Породы Кандыктаса. «Изв. Геол. ком.» 29, 1910.
51. П. И. Преображенский. Нефелиновые сиениты верховьев р. Тагобы-Собак в бассейне Верхнего Зеравшана. «Изв. Полит. инст.» XV, 1911.
52. Г. Д. Романовский. Материалы для геологии Туркестанского края. I, II, III, 1878—1890.
53. А. Ф. Соседко. Туркестанский хребет. Таджик. компл. эксп. 1932 г. Ленинград 1933.
54. В. И. Соболевский. Нефелиновые сиениты верховьев Зеравшана. Таджикск. компл. экспед. 1933 г. Ленинград 1933, стр. 199—215.

55. К. Тимофеев. Граниты Кара-Тюбе близ Самарканда «Ежег. по геол. и минер. Росс.» 1910, XII, № 3—4.
56. М. А. Усов. Описание пород. «Пограничная Джунгария», т. II, ч. 2 1914.
57. А. Е. Ферсман и Д. И. Щербаков. Ископаемые богатства Средней Азии. Таджик. компл. эксп. Ак. н., 1933.
58. А. Е. Ферсман. К морфологии и геохимии Тюя-Муюна. «Тр. по изуч. радия» III, 1927.
59. Д. И. Щербаков. К геологии Алайского хребта. «Труды Памирск. эксп.» VII, 1931, стр. 1—53.
60. Д. И. Щербаков. Восточная часть хребта Петра Великого. Таджик. компл. эксп. 1932 г., 1933, стр. 275—289.

Глава XII

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

1. Алтай (рис. 153)

Территория Алтая распадается на две части. Северо-восточная часть представляет Горный Алтай, юго-западная — Рудный Алтай.

Горный Алтай

В строении Горного Алтая принимают большое участие кембрийские и силурийские отложения, а также серия кристаллических сланцев.

Кристаллические сланцы представлены слюдяными сланцами, кварцитами и амфиболитами, из которых последние являются метаморфизованными порфиритами, причем генезис их устанавливается обычно только при изучении пород под микроскопом. В окрестностях гранитных массивов кристаллические сланцы переходят в инъекционные гнейсы.

Кембрийские отложения представлены известняками с археоциатидами. Другая толща, повидимому, лежащая несколько выше, сложена битуминозными известняками с кремнями. Между ними наблюдается толща порфиритов и туфов. Выше кембрийских отложений в пределах Горного Алтая залегают слои, отнесенные В. П. Нехорошевым условно к кембро-силуру. Это — филлитизированные и хлоритизированные глинистые сланцы с многочисленными основными эффузивными породами, сохранившими свой характер, несмотря на сильные изменения. Имеются также прослои известняков. Эти отложения выделены в Терехтинском хребте и в низовьях р. Катуни, в хребтах Самджарском и Курайском.

Из силурийских отложений в Горном Алтае доказан пока только верхний силур, представленный фаунистически охарактеризованными известняками. В восточной части Алтая количество извести в отложениях верхнего силура падает, но прослои известняков сохраняются. В районе р. Чуи в верхах верхнего силура над известняками лежат порфириты и их туфы. В районе Абакана имеются значительные прослои глинистых сланцев и порфиритов. В восточной части дислокации верхнего силура сильнее выражены.

Девонские отложения представлены внизу известняками нижнего и среднего девона. Они развиты в западной части Горного Алтая,

а на востоке нигде не были встречены. Мощная пестроцветная толща с эффузивным материалом в северо-восточном Алтае условно относится к девону, по аналогии с Саянами и с Минусинской котловиной. На водоразделе Бии и Катуни она сложена песчаниками, конгломератами и сланцами. На них залегают фиолетовые и зеленые филлиты и покров порфирита. Еще выше много эффузивных пород и туфов.

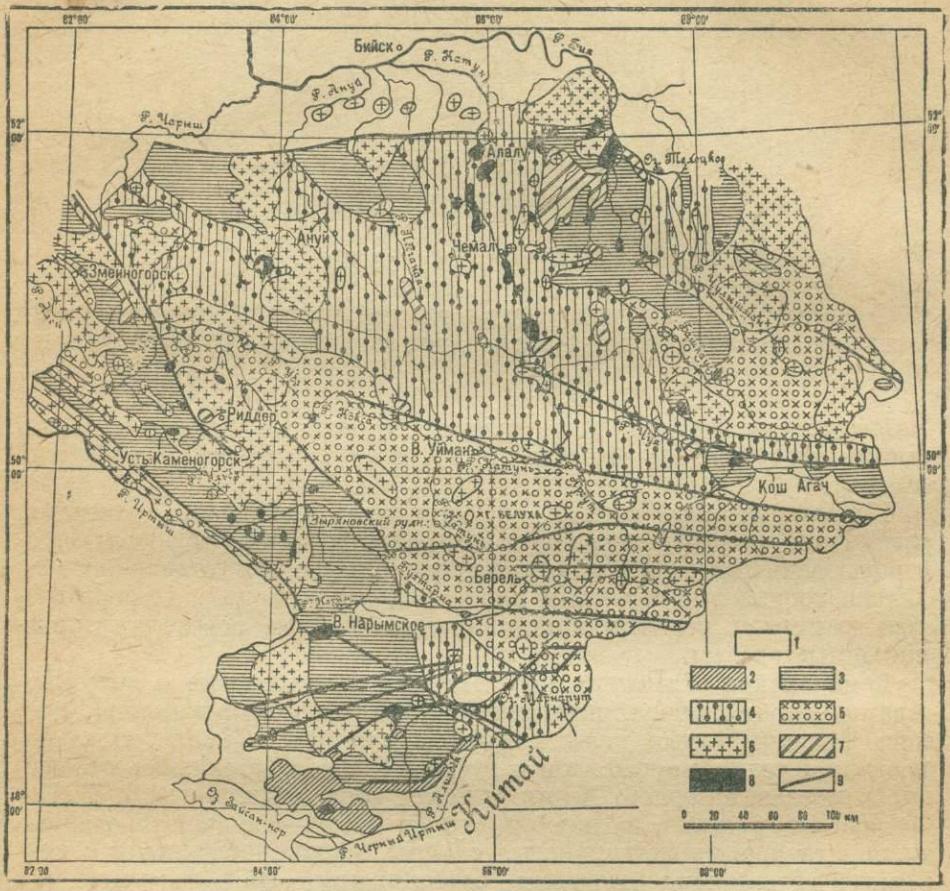


Рис. 153. Геологическая карта Алтая.

1—четвертичные отложения; *2*—третичные отложения; *3*—верхний палеозой; *4*—силур и кембрий; *5*—метаморфические сланцы; *6*—граниты, гнейсы и кристаллические сланцы; *7*—порфиры; *8*—порфириты, диабазы, габбро, диориты, змеевики; *9*—тектонические линии.

Верхний палеозой представлен в Горном Алтае маломощными континентальными слоями конгломератов, песчаников, глинистых и углистых сланцев с прослоями угля, относимых к верхнему карбону и к перми. В конгломератах имеется галька гранитов.

Еще выше лежат третичные и четвертичные отложения.

Тектоника Алтая характеризуется глыбовой складчатостью, созданной рядом дислокаций. Древнейший период диастрофизма был в каледонское время. Однако, в районе нигде нет отчетливых признаков ни первой, ни второй фазы каледонской складчатости, и только

по смене фаций кембрия, нижнего силура и верхнего силура можно догадываться о колебаниях земной коры, характер которых остается, однако, неясным. Только на границе с девоном отсутствие нижних горизонтов последнего, с наличием конгломератов и углового несогласия, свидетельствует о значительном перерыве, сопровождавшемся складчатостью. Древние породы претерпели зеленокаменное изменение, причем степень изменения этих пород усиливается с возрастом.

По границе среднего и верхнего девона также наблюдается несогласие.

Варисцийская складчатость сказалась в развитии кливажа, маскирующего истинное залегание пород. Угленосные слои верхнего карбона смяты в пологие складки и вместе с подстилающим их основанием пересечены разрывами.

В третичное время Алтайских гор не было и слои были отложены равномерно по всей площади. По границе с четвертичным периодом произошли дислокации, создавшие горный рельеф. Эти движения носили характер глыбовых перемещений. Кайнозойские тектонические линии имеют широтное направление.

Изверженные породы играют в структуре Горного Алтая большую роль.

Эффузивные породы развиты и среди метаморфических толщ. Наиболее ярко проявился вулканизм в кембрие или по границе его с силуром. В это время изливались авгитовые и плагиоклазовые порфириты, диабазы, сопровождаемые их туфами. Основные, средние и кислые излияния характерны для пестроцветной толщи ($S_2 — D_2$), а наиболее юным является мелафировый покров Чуйской степи (D_3).

Интрузии Горного Алтая сложены преимущественно гранитами, составляющими 15—20% всей площади. Они залегают среди древних свит. Наличие каледонских гранитов не доказано. Часть гранитов дает интрузивные контакты с девоном. В восточной части Горного Алтая в верхнепалеозойских отложениях имеется уже галька гранитов. В западной части возможны и более юные граниты, аналогично верхнепалеозойским интрузиям Рудного Алтая.

Основные породы в Горном Алтае имеют слабое развитие. Крайне редки также перидотиты и пироксениты, развитые мелкими штоками в древних толщах.

Описание этих пород даны Ю. А. Мархилевич. Граниты представлены обычно среднезернистыми разностями гранититов, в кислых фациях переходящих в двуслюдяные микроклиновые граниты. Граниты, развитые по Чулышману, сильно смяты, порфировидны и обладают розово-красным цветом. В минералогическом отношении они характеризуются наличием альбита с микролином и биотитом (хлорит) и имеют, таким образом, несколько щелочной характер.

Граниты пересечены жилами аплита и пегматита.

Гранодиориты являются более меланократовыми и содержат 10—20% биотита, иногда с примесью роговой обманки. Плагиоклаз представлен в них андезином, отмечается много вторичных минералов — серицита, каолина, эпидота и хлорита.

Кварцевые диориты связаны переходами как с гранодиоритами, так и с диоритами. Они содержат 7—8% ортоклаза

с кварцем и темноцветных 12—25%. Среди последних существенную роль играет роговая обманка наравне с биотитом.

В габбро-диоритах плагиоклаз представлен андезин-лабрадором. Темноцветные развиты в количестве 15—40% и представлены роговой обманкой и биотитом. Наблюдается содержание кварца до 7%. Типичные габбро состоят из лабрадора и пироксена, почти нацело амфиболизированного. Количество темноцветных достигает 60%. Из перидотитов установлены лерцолиты с энстатитом. Большая часть их почти нацело серпентинизирована.

Среди жильных пород, кроме отмеченных аплитов и пегматитов, развиты гранит-порфиры, альбитовые гранит-порфиры, альбитовые сиенит-порфиры (альбитофиры), гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты и породы типа спессартитов.

Контактовые явления около гранитов характеризуются развитием роговиков. Из последних отмечены биотитовые роговики, в которых биотит сочетается в различных количественных комбинациях с кварцем, плагиоклазом, амфиболом, серицитом, эпидотом, турмалином и другими минералами. Иногда в роговиках наблюдаются инъекции гранита, а наиболее резко выраженный процесс инъекций приводит к образованию мигматитовых ореолов около гранитов Восточного Алтая. Контакты с известняками дают мраморы и известково-силикатовые роговики. В то же время гранит преобразуется в более основные породы вплоть до габбро. Наблюдалось развитие альбитово-пироксеновых гибридных пород.

Рудный Алтай

На территории Рудного Алтая нижнепалеозойские породы играют подчиненную роль.

Наиболее древними породами здесь являются породы свиты метаморфизованных глинистых сланцев, песчаников и туфов, относимых условно к кембро-силуру. Она развита на северо-восточной окраине площади за тектонической зоной, на окраине Горного Алтая. Небольшие участки ее имеются и в пределах Рудного Алтая в ядре антиклинали рудного грабена. Вероятно, она является древним фундаментом, покрытым девонскими и карбоновыми отложениями. На правом берегу Иртыша также развита эта толща в зоне тектонического смятия.

Силур известен в периферических частях района на севере Рудного Алтая. Он сложен песчано-сланцевыми толщами в бассейне Б. Чарыша. На них лежит, отделяясь конгломератами, верхний силур, внизу — глинистые сланцы, вверху — известняки. В пределах рудного грабена силура нет.

Отложения нижнего девона с достаточностью неизвестны. Средне-девонские отложения представлены известняками, под которыми местами лежат порфиры и их туфы, песчаники и конгломераты. Выше известняков также развиты эффузивные породы, их туфы и песчаники. В Змеиногорском районе и особенно в Риддеровском в среднем девоне преобладают глинистые сланцы. То же наблюдается и в Южном Алтае.

Верхний девон сложен известняками, на которых лежат эффузивные породы, их туфы и песчаники. Местами на них лежат песчаники и глинистые сланцы, последние со смешанной фауной

D_3—C. Быстрая смена фаций в девоне и обилие вулканических пород дают основание предполагать физико-географические условия того времени в виде архипелага вулканических островов.

Переходные слои к нижнему карбону представлены глинистыми сланцами. Выше их лежат черные сланцы с турнейской фауной. По р. Бухтарме эти две свиты сланцев разделены мощными толщами эффузивных пород и их туфов.

Девонские и нижне-каменноугольные слои были смяты в складки и интрудированы гранодиоритами. Эти процессы прошли в среднем карбоне.

Верхнепалеозойские отложения в бассейне Ульбы представлены эффузивами и их туфами. В конце палеозоя произошли процессы складкообразования и интрузии гранитов. Среди последних возможны две фазы, быть может являющиеся последовательным развитием одна другой. Щелочные биотитовые граниты Южного Алтая принесли золоторудное и вольфрамово-оловянное оруденение. Несколько более древние граниты Змеиногорского комплекса принесли полиметаллическое оруденение. Из тектонических фаз в Рудном Алтае намечается ясно каледонская складчатость. Первая фаза ее намечается между нижним и верхним силуром и другая — в нижнем девоне. Варисцийская складчатость намечается между средним и верхним девоном. Гораздо резче выражена вторая фаза в середине карбона. Во время ее появились интрузии диоритов и гранодиоритов. На периферии района более древние, уже смятые ранее породы под влиянием новых движений претерпели расколы, давшие сложную сеть разрывов. Последние фазы были в перми и на границе с мезозоем. Расколы, вызванные ими, были глубоки, и ими воспользовались интрузии гранитов. Антиклинал Рудного Алтая был при этом отделен на северо-западе и северо-востоке грабеном от прилегающих областей Калбы и Горного Алтая.

Кристаллические сланцы Иртышских гор, расположенных на правом берегу Иртыша, описаны Н. П. Падуровым. Автор делит их на породы различных контактовых зон. К внешней зоне относятся.

1. Кластический гнейс, развитый полосами в свите сланцев. Он состоит из сильно раздробленного альбита и цемента кварца. Остроугольные и округлые обломки сопровождаются продуктами истирания. Цемент состоит из кварца, плагиоклаза, биотита и серицита. Кроме того, как примеси, развиты: титанит, карбонаты, хлорит, гранат, эпидот, а также пирит.

2. Эпидозиты, состоящие из кварца и эпидота в виде полосок. Они имеют незначительное распространение по окраине северной полосы.

3. Хлоритовые сланцы развиты в прослойках мощностью до 300 *м*. В них есть линзочки кварца и кубики пирита. Хлорит (клинохлор) составляет до 75% породы. Иногда появляется гранат и почти всегда присутствует мусковит. Иногда сохраняются остатки плагиоклаза, что свидетельствует об участии основных пород, как первичного исходного материала, хотя Г. Л. Падалка и приписывает им осадочное происхождение. Породы средней зоны составляют:

1. Гранулиты, залегающие в виде пластовых и секущих жил. Они состоят из кварца, альбит-олигоклаза, реже микроклина и

ортоклаза с примесью альмандина. Менее измененные разности содержат участки аплитовой и пегматитовой структур. Очень часто наблюдается реликтовая структура. Наблюдаются две генерации минералов. Реликты альбита, микроклина и ортоклаза разъедены пневматолитической фазой кварца, альбита, альмандина, турмалина, магнетита и пирита. Кварцево-турмалиновые жилки нередки в гранулитах. Гранулиты подвержены турмалинизации.

2. Слюдяные сланцы в виде небольших прослоек встречаются среди других сланцев.

3. Двуслюдяно-гранатовые сланцы.

4. Гранато-ставролитовые сланцы.

5. Дистено-гранатовые сланцы. Последние состоят из дистена, биотита и граната в равных количествах с примесью кварца.

6. Слюдяные гнейсы, относящиеся к группе плагиоклазовых. Состав плагиоклаза их № 5—20. Слюды представлены биотитом и мусковитом.

7. Биотитовые гнейсы бласто-гранитной и порфирокластической структуры. Они тесно связаны с кластическими гнейсами.

8. Мусковитовые гнейсы с сильно серицитизированными реликтами плагиоклаза, подвергшегося каолинизации.

9. Двуслюдяные гнейсы. Обе последние разности произошли из биотитовых гнейсов вследствие мусковитизации.

10. Роговообманковые гнейсы, распространенные среди амфиболовых пород, разделяются на три разности со среднезернистой гранобластической, с мелкозернистой гранобластической и порфиробластической структурами.

11. Амфиболиты и роговообманковые сланцы тесно связаны с роговообманковыми гнейсами. Характерна обратная зональность плагиоклаза этих пород.

Породы внутренней контактовой зоны составляют:

1. Катабиотитовые гнейсы в виде участков в биотитовых гнейсах. Это—среднезернистые гранитовидные породы, состоящие из биотита и олигоклаз-андезина. Ядро плагиоклаза № 35, а зона № 26.

2. Пироксеновые гнейсы развиты в виде прослоев и пластов по р. Ульбе. Они произошли из осадочных пород. Полосы собраны в грубую плойчатость. Кроме диопсида, в породу входят плагиоклаз № 20 и кварц (20—40%) с примесью кальцита.

3. Скаполитово-диопсидовые сланцы — по берегам Ульбы, в виде прослоек в пироксеновом гнейсе. Это—мелкозернистые, серо-зеленые породы, состоящие из кварца (20—40%), скаполита (30—40%) и диопсида (30—40%) с примесью титанита.

Вопрос о времени образования кристаллических сланцев этой зоны остается открытым и относится, вероятно, к герцинской складчатости. Причиной их образования было напряжение в узкой полосе, силы которого дробили породы и приводили в скольжение по плоскостям напластования. Внедрение пегматитов и аплитов и выделение ювенильных продуктов произвели перекристаллизацию пород. Клинообразная интрузия гранита по оси складок между грутопадающими породами играла большую механическую роль. В зависимости от температуры на одной и той же глубине на разном расстоянии от проводящих постмагматические эманации каналов и произошли породы трех описанных зон метаморфизма.

В той же полосе, в окрестностях Белоусовского рудника, различаются породы, метаморфизованные региональным и рудным метаморфизмом. Осадочные породы превращены в филлитовые, углисто-глинистые, глинистые и песчано-глинистые сланцы и известняки. Последние мраморизованы и представлены чистыми разностями или песчанистыми и мергелистыми, иногда с криноидеями. Встречаются также доломиты. Хлорит-известковистые сланцы содержат иногда вкрапленность пирита. Карбонатовые прослойки их сложены торцовыми агрегатами кварца, альбита и карбоната. С ними чередуются полоски хлорита.

Изверженные породы составляют.

1. Кварцевые альбитофиры с вкрапленниками кварца и полевого шпата до 2 *мм*. Основная масса обычно фельзитовая, реже микрогранитная. На плоскостях сланцеватости образуются чешуйки серицита. Давление придало породам сланцеватость, часто даже плойчатость с образованием узелков на месте вкрапленников и серицитизацией основной массы.

2. Фельзитовые альбитофиры содержат только редкие вкрапленники кварца со сланцеватой основной массой, обильной серицитом. В некоторых случаях наблюдается наличие хлорита, эпидота, цоизита и актинолита, развившихся от взаимодействия пород с известняками, вследствие эндогенно-контактного процесса.

3. Фельзиты являются белыми плотными породами. Основная масса их состоит из кварца и полевого шпата. Динамометаморфизм приводит к сильному рассланцеванию и серицитизации пород.

4. Эпидиоритовые порфириты встречаются редко, в отвалах шахт. Это — тонкозернистая, плотная зеленая порода с белыми вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза и основной массой из кварца и альбита с калинатровым полевым шпатом. Полевые шпаты сильно серицитизированы и эпидотизированы. Довольно много вторичного хлорита. Порода массивна.

5. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры сопровождаются их туфами, превращенными часто в туфовые сланцы. Они богаты вторичными минералами и содержат иногда неясно выраженный песчано-глинистый цемент. Хлорит и серицит, эпидот и карбонат являются характерными. В случае отсутствия вкрапленников альбита и кварца породы трудно распознать.

Большая часть туфов, судя по обилию хлорита и эпидота, образовалась из туфов порфиритов. Наличие обломков пород с микролитовой основной массой и кристаллов роговой обманки подтверждает это.

Породы, произведенные рудным метаморфизмом, следующие:

1. Кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы с импрeньяциями пирита. Они часто сплоены.

2. Хлоритовые сланцы.

3. Кварцево-хлоритовые сланцы.

4. Кварцево-серицитовые сланцы.

5. Серицитово-тальковые свидетельствуют о гидротермальном метаморфизме.

6. Кремнистые сланцы с редкими чешуями серицита и хлорита.

7. Вторичные кварциты, залегающие в виде пластовых, реже секущих жил, с прожилками кварца, иногда содержащего вкраплен-

ность сульфидов. Судя по наличию вкрапленников кварца, они представляют окварцованные фельзиты.

Для этого района приводится ряд химических анализов пород.

Таблица 178

Химический состав горных пород Белоусовского рудника на Алтае

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	74,4	0,5	12,7	2,1	2,0	0,1	0,8	5,4	0,9	1,0	99,9
2	59,5	0,7	13,8	9,9	1,8	2,1	3,7	4,3	0,7	3,3	99,5
3	29,03	–	23,19	0,16	4,32	30,82	—	—	—	12,11	99,63
4	61,28	—	1,65	0,53	4,49	29,35	1,05	0,26	0,34	0,39	99,34

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	42,5	19,4	4,7	33,4	426	0,10	0,05	0,24
2	24,9	46,0	12,3	16,8	182,4	0,08	0,21	0,27
3	1,9	94,9	2,2	1,0	121,2	0,50	0,91	0,02

1. Альбитофир. 2. Порфиритовый туф. 3. Хлоритовый сланец. 4. Серицитово-тальковый (?) сланец. В последнем слишком мало воды для талька.

Горные породы района Зыряновского рудника описаны Мархилевич.

Среди гранитов он выделяет фации гранитита, аплитовидного гранита, кварцевого диорита, периферическую контактовую зону, шлиры и жилы. Гранититы пользуются наибольшим распространением. Они обладают едва заметной сланцеватостью и характеризуются преобладанием микропертита среди полевых шпатов. Плагиоклазы относятся к олигоклазу № 20—26. Роговообманковые разности гранитов очень редки. Второстепенные минералы: магнетит, апатит, сфен и циркон.

Аплитовидные граниты резко отличны по мелкой величине зерна, светлой окраске и панидиоморфной структуре. В порфировидных разностях вкрапленники подверглись коррозии. Наблюдаются микропегматитовые и микропертитовые срастания, а также мирмекиты.

Кварцевые диориты приурочены к отрогам массива в окружающие породы. С гранититами они связаны переходами, сопровождающимися увеличением количества плагиоклаза и появлением амфибола. В структуре отмечается идиоморфизм плагиоклаза № 38—44.

Вблизи контактов гранит приобретает порфировидную структуру, обогащается эпидотом с одновременной потерей темного минерала, приобретает катаклаз, иногда становится более основным; в других случаях в нем появляются ортит и рутил, увеличивается количество апатита и сфена.

Контактовые изменения эффузивных пород под влиянием гранита повели к образованию амфиболитов. В контакте с ними находится иногда зона эпидозита, реже диопсидовые и диопсид-гранатовые породы. Роговая обманка амфиболитов переполнена пойкилитовыми включениями диопсида, кварца и плагиоклаза № 62—68. Реликтовая офитовая структура замечается только на некотором расстоянии от контакта. Глинистые и туфоглинистые сланцы превращены в контактовые роговики, содержащие андалузит, кордиерит, силлиманит, плагиоклаз, кварц, слюды и магнетит. Наблюдаются также роговики с эпидотом, роговой обманкой, биотитом. Роговики переходят в роговиковые сланцы и кристаллические сланцы.

Эффузивные породы развиты к западу и востоку от гранитного массива. В западную полосу входят порфиры, порфириты и их туфы, нередко с миндалинами и прожилками эпидота. Здесь различаются диабазовые порфириты и микропорфириты, фельзитовые порфиры, порфириты и порфиритоиды.

Другая часть излившихся пород относится к кварцевым кератофирам с вкрапленниками кварца, альбита, редко ортоклаза. Вторичными минералами являются мусковит, немного эпидота и уралит, что подтверждает принадлежность плагиоклазов к кислым членам ряда.

В туфово-сланцевой толще имеются дайки гранит-порфиров (редко) и уралитовых порфиритов.

Металлогения Алтая

И. Ф. Григорьев, констатируя наличие в Алтае гранитов двух или даже нескольких типов, связывает это, с одной стороны, с различием по времени интрузии, с другой стороны, с условиями застывания. По его мнению, гранитные интрузии, застывавшие в спокойных условиях тектонической обстановки, распространенные в Горном, а отчасти и Рудном Алтае, концентрированные металлы и летучие соединения внутри своих масс в виде протопневматолитических явлений. Распыленные в массе пород металлы не давали концентраций, и только месторождения некоторых элементов, каковы вольфрам, олово, молибден, золото, бериллий и редкие земли, приурочены к этим массивам.

По мнению Нехорошева, полиметаллический характер оруденения Рудного Алтая стоит в зависимости от опускания его вдоль зон смятия. Расположенные по бокам горсты Горного Алтая и Калбы вскрыли более глубокое вольфрамово-золотое оруденение. Н. А. Елисеев считает эти два типа оруденения связанными с двумя типами гранитов, полиметаллы с порфирами ряда более древних плагиогранитов, а вольфрамовое, оловянное и золотое с молодыми биотитовыми гранитами. Однако, количество гранитов в Рудном Алтае больше, чем в Горном и связь с условиями кристаллизации вполне возможна.

В Горном Алтае расположены молибденово-вольфрамовое Коккульское месторождение, вольфрамовые Белорецкое и Колыванское. Очень часто оруденение не дает промышленных концентраций. Изменение гранитных пород сказывается в грейзенизации их, зона которой обычно невелика. Кварц, мусковит, касситерит, вольфрамит, флюорит, реже турмалин, молибденит, шеелит, берилл, арсенопирит,

полевой шпат, топаз, апатит и сульфиды являются минералами, сопутствующими процессу. Наиболее крупное месторождение берилла находится в Тигерецких белках. У Колыванского озера в пегматитах находится скопление ортита.

Рудный Алтай характеризуется преимущественно полиметаллическими месторождениями, а также медными и медно-цинковыми. Они связаны с порфирами. Оруденение произведено растворами, выносившимися по зонам смятия и сбросам, прошедшим по линии интрузии гипабиссальных порфировых тел. Сильный метасоматоз боковых пород гидротермальными минералами характерен. Белоусовское Мазурское медно-цинковое оруденение, Риддерское полиметаллическое, Зыряновское, Змеиногорское, Петровское, Черепановское являются главными в Рудном Алтае.

Главнейшая литература по петрографии Алтая

1. Д. П. Богданов. Материалы для геологии Алтая. 1914.
2. И. Ф. Григорьев. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Большой Алтай. Изд. Ак. н., 1934, стр. 37—53.
3. А. Зайцев. По Верхнему и частью Среднему Чаргышу, его притокам и по рч. Коксу, притоку Катуни. «Горный журнал» 1906, т. III, стр. 61—97.
4. Ю. А. Мархилевич. Материалы по петрографии Горного Алтая. «Изв. ГГРУ» 1930, т. XVIII. № 7, стр. 835—866.
5. В. П. Нехорошев. Новые рудные месторождения на Алтае. «Вестн. Геол. ком.» 1925. № 5, стр. 47—49.
6. В. П. Нехорошев. Кембрий в Горном Алтае. «Вестн. Геол. ком.» № 1, стр. 3—4.
7. В. П. Нехорошев. Геологический очерк Рудного Алтая. «Изв. ГГРУ» 1930, т. XIX, № 5, стр. 1—88.
8. В. П. Нехорошев. Материалы для геологии Горного Алтая. «Тр. ВГРО» № 177, 1932.
9. В. П. Нехорошев. Краткий геологический очерк территории Большого Алтая. Большой Алтай. Изд. Ак. н. 1934, стр. 17—37.
10. А. А. Никонов. К геологии юго-западного Алтая. «Изв. Геол. ком.». 1929, т. XVIII, № 4, стр. 121—125.
11. А. А. Никонов. Очерк геологии и стратиграфии Тигерецко-Чинетинского района в Рудном Алтае. «Тр. ГГРУ» т. XXVIII, 1931.
12. В. А. Обручев. Алтайские этюды. «Землевед.» 1915. т. III.
13. Н. Н. Падуров. Кристаллические сланцы Иртышских гор. «Мат. общ. и прикл. геол.» т. XXXVIII, 1929.
14. Н. Н. Падуров. Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г. «Изв. Геол. ком.» 1927, т. XII, № 4.
15. М. А. Усов. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района. «Мат. изуч. Сибири», т. I, стр. 1—75, 1930.

2. Салаир

Геологическое строение Салаира характеризуется преимущественным развитием докембрия (альгонская система) и кембро-силура. Обширным распространением пользуются кристаллические сланцы и изверженные породы в виде штоков кварцевых диоритов и габбро. Более молодые палеозойские отложения защемлены среди древних.

Альгонская толща слагается известняками, кварцитами и кремнистыми сланцами, обладающими разнообразными цветами окраски. Среди них, повидимому, встречаются диабазы (?).

Кембрий представлен нижним отделом, сложенным кислыми и основными эффузиями, перешедшими в кварцево-хлорито-актинолитовые и кварцево-серицитовые сланцы. Они переслаиваются с пес-

чанистыми и глинистыми отложениями и отделены от альгонских слоев конгломератами с их галькой. Средний кембрий сложен известняками, изредка содержащими туфовый порфиритовый материал, отлагавшийся тонкими пленками. Динамометаморфизм обусловил переход туфов в филлиты, а известняков в известковистые сланцы.

Силур представлен нижним и верхним отделами. В основании нижнего силура залегает мощный туфовый конгломерат с галькой нижележащих пород. Выше осадочные породы переслаиваются с эффузивными породами — кератофирами и авгитовыми порфиритами. Верхний силур не содержит изверженных пород, кроме примесей в осадочных породах частиц обломочного характера.

Девон сложен известняками, песчаниками и сланцами. Он играет очень незначительную роль. В восточных предгорьях Салаира в среднем девоне наблюдаются частые порфириты и их туфы.

Интрузивные породы представлены штоками и жилами крупнозернистого банатита, кварцевых диоритов, авгитового габбро-диорита, габбро, горнблендитов и змеевиков.

Кристаллические сланцы представлены роговообманково-биотитовыми гнейсами и роговообманковыми сланцами, инъецированными аплитовыми и пегматитовыми жилами. Гнейсы и роговообманковые сланцы образовались путем кристаллизации интрузивных пород при их застывании под давлением. Состав гнейсов характеризуется кварцем, микроклином и микропертитом, плагиоклазом № 37—44 и роговой обманкой с примесью биотита, пироксена и граната.

3. Кузнецкая котловина

Район, расположенный между Салаиром, Кузнецким Алатау и Алтаем получил название Кузнецкой котловины (рис. 154). К ней приурочены большие месторождения каменного угля.

Согласно П. И. Бутова, Кузнецкая котловина отделена от окружающих хребтов с их древними породами то резким уступом в рельефе, то связана с ними постепенными переходами. В состав отложений, формирующих котловину, входят породы разнообразной древности. Наиболее древние — кембрий и силур — как мы видели, слагают окружающие хребты.

Девонские отложения окаймляют котловину в предгорьях хребтов, являясь границей угленосной площади и отделяясь от нее сбросами. Крутые и опрокинутые складки их разбиты сбросами, выполненными изверженными породами. Точно также на периферии наблюдается кайма турнейских отложений. Центральная часть котловины выполнена угленосным бассейном, заключающим 6 свит, общей мощностью в 7 700 *м*: внизу лежит балахонская свита, выше следует безугольная, подкемеровская, кемеровская, надкемеровская и красноярская (H_1 — H_6). Внутри котловины наблюдаются острова третичных отложений (миоцен).

Тектоника Кузнецкой котловины является следствием напряжений, созданных движениями по ее окраинам, в горных хребтах Салаира, Кузнецкого Алатау и Алтая. Наиболее значительные движения произошли на северо-западе, где наблюдается так называемый томский шарриаж (М. А. Усов). С запада твердый массив

Салаира был надвинут на Кузнецкий бассейн. Тектоника взбросового характера отделяет его и от Кузнецкого Алатау и Алтая.

Магматические породы Кузнецкой котловины развиты, по М. А. Усову, в кемеровской свите, образуя в ней покровы и гипабиссальные интрузии, следующие складчатости и образующие так называемую мелафировую подкову. Их описание мы находим у Ф. Н. Шахова. Здесь развиты:

1. Монцонит-эссекситы, слагающие пластовые интрузии в аргиллитах балахонской свиты на р. Томи, между с. Курьей и Сыркашевым, на мысе Юльгель и ряде других мест. В центральных частях интрузий они представлены габбровидными породами, в краевых зонах плотными, черно-серыми, с порфировой структурой. Величина вкрапленников колеблется от 0,16 до 4,9 *мм*, а основной массы до 0,48 *мм*. В непосредственном контакте с боковыми породами развивается иногда стекло.

Порфировые выделения представлены плагиоклазом № 30—38. Иногда встречается кварц в роговиковых скоплениях, разъедаемых основной массой, и являющихся включениями боковой породы. Основная масса микрофельзитовая, состоящая из полевых шпатов, запыленных тончайшими кристалликами ильменита. Стекловатые участки наблюдаются около порфировых и роговиковых включений. В более зернистых разностях порфировые выделения, кроме плагиоклаза № 49—63, представлены авгитом с вторичным по нему бурым амфиболом. Колебания состава плагиоклаза обусловлены зональностью. Основная масса имеет офитовую структуру и, кроме цитированных минералов, содержит также ильменит и колчеданы, повидимому, пирротин.

Среднезернистые породы центральных частей с величиной зерна от 1,4 до 4 *мм* состоят из плагиоклаза № 40—50 и авгита, роговой обманки, иддингсита и биотита с небольшим содержанием калинатрового полевого шпата, образующего пегматитовые сростки с кварцем. Миаролитовые пустоты выполнены кварцем и кальцитом. Структура офитовая или гипидиоморфно-зернистая.

Ф. Н. Шахов констатирует, что как в центральных частях, так и на периферии кислотность выше, чем в промежуточном слое.

Трахидолериты залегают покровами, согнутыми в синклиналь, так называемой «мелафировой подковы» (Караканские и Салтымаковские горы). А. П. Карпинский назвал их базальтами. Это — плотные, темносерые, часто миндалекаменные породы с миндалинами до 10 *см*, заполненными агатом, цеолитами и кварцем. Количество стекла в среднем равно 50%. Структура при обилии стекла гиалопилитовая, при уменьшении его в более раскристаллизованных породах переходит в интерсертальную. Поверхность лав неправильная, часто наблюдается шестигранная столбчатая отдельность.

Породы состоят из плагиоклаза, авгита, стекла, тахилита, ильменита, амфибола, кальцита и колчеданов, а Г. К. Поленов указывает и оливин. Плагиоклаз № 48—60 выделяется в виде вкрапленников и в основной массе. В слабо раскристаллизованных разностях присутствует только он, в сильно раскристаллизованных к нему присоединяется и пироксен. Стекло бывает то бесцветное, то черное. В первом случае в породах наблюдается большое количество кристалликов ильменита, во втором его нет, и все железо, повидимому, оста-

лось в стекле. Тахилит, агрегатно поляризующее аморфное вещество, наблюдается всюду. Роговая обманка встречается редко в виде красновато-бурых скоплений кристаллов. Кальцит представлен неправильными включениями обломочного характера, вероятно, вынесенными из глубины оторванными кусочками известняков. В породах присутствуют пирит и реже пирротин.

Девонские излияния разнообразнее описанных. Они подстилают $Д_3^2$ и обнаружены на р. Томи выше устья Бельса, вблизи устья Тайдона и у дер. Убиенной. Чаще бывают развиты альбитофиры и их туфы мощностью до 100 *м*. Они прорезаны иногда жилами порфиритов и мелафиров и сопровождаются их покровами. Среди альбитофиров различаются лампрофиры и кварцевые кератофиры. Порфириты представлены лабрадоровыми и кварцевыми разностями. Около дер. Убиенной описан лакколит габбро-диабаза, в контакте принимающего порфировидную структуру.

Описанные щелочные породы представлены химическими анализами.

Таблица 179

Химический состав горных пород Кузнецкой котловины

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Потеря при прокаливании
1	51,10	17,76	5,57	7,53	3,58	7,15	2,44	1,14	0,50	1,19
2	56,16	17,30	4,94	6,68	1,80	5,16	3,78	4,22	0,61	0,79
3	51,59	17,29	5,64	6,36	4,41	7,47	3,40	1,97	0,53	1,83

1. Монцонит-эссексит (Периферия). 2. То же (Центральная часть). 3. Трахидолерит.

Ф. Н. Шахов, согласно Дели, высказывает предположение, что базальты приобрели щелочной характер при реакции с известняками, о чем свидетельствуют ксенолиты последних.

По Левинсон-Лессингу, соответствующая характеристика будет:

1) $\frac{1,80\overline{R}}{1,7\,a}$ диорит, 2) $\frac{1,67\overline{R}}{1,99\,a}$ эссексит, 3) $\frac{1,99\overline{R}}{1,68\,a}$ мелафиры или андезито-базальты.

По Нигли это дает:

Таблица 180

Характеристика пород Кузнецкой котловины

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	29,3	40,3	21,6	8,8	143,5	0,23	0,27	0,54
2	30,0	35,2	16,2	18,6	165,2	0,42	0,23	0,46
3	26,2	41,5	20,6	11,7	132,5	0,28	0,40	0,50

4. Кузнецкий Алатау

В строении Кузнецкого Алатау (рис. 154) принимают участие следующие отложения. Существование архейских отложений в нем является сомнительным. Самой древней является енисейская свита,

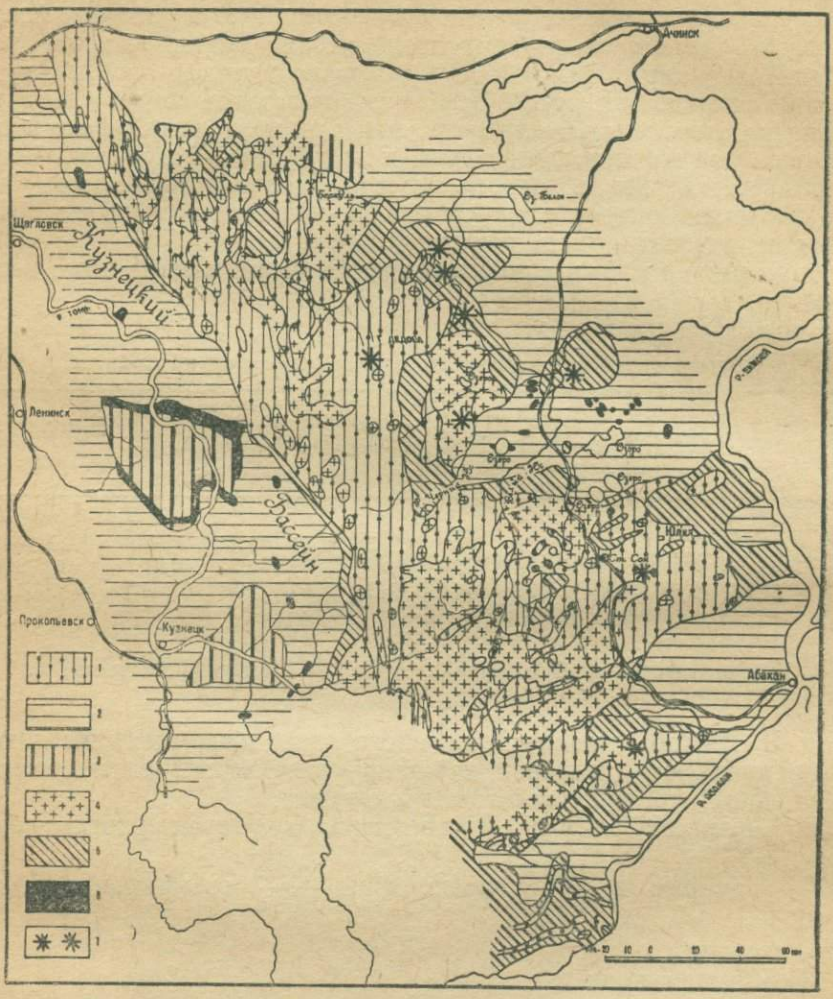


Рис. 154. Геологическая карта Кузнецкого Алатау с прилегающими частями Кузнецкой котловины.

1—кембрий и силур; *2*—девон, карбон и пермь; *3*—юра; *4*—граниты; *5*—эффузивные породы; *6*—базальты; *7*—щелочные породы.

сложенная известняками то белого, то, вследствие обилия битумов, черного цвета. В верхних частях этой свиты имеется горизонт с прослоями кремнистых сланцев.

Выше енисейской лежит кутень-булукская свита граувакк, глинистых и углистых сланцев, вулканических туфов с прослоями известняков, а также конгломератов и кремнистых сланцев. Эти отло-

жения относятся одними к протерозою, другие видят в них отложения нижнего кембрия. Последняя, кутень-булукская свита прорвана обильными излияниями базальтовой магмы, дающей дериваты до авгитовых порфиритов. Они местами насыщают эту свиту, составляя до 30% всей ее толщи. В нижележащих известняках дайки диабазов редки и встречаются только в частях, прилежащих к сланцевым свитам. Это объясняется различием механических свойств этих пород.

После вулканической фазы, диабазовые излияния которой покрыли кутень-булукскую свиту, следовал длительный эрозионный период. К нижнему кембрию условно относятся также слои граувакк, переслаивающиеся с покровами бескварцевых кератофиров на юго-западной окраине Алатау и в Салаире, а также в бассейне Абакана лежащие под известняками среднего кембрия. Средний кембрий представлен плотными розовыми и белыми, реже битуминозными известняками с археоциатидами, а также песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами с прослоями известняков. Последний фациальный тип развит на северной и южной окраинах хребта. В ней развиты также прослои лав и туфов.

В верхнем кембрие происходил мощный орогенез салаирской складчатости, и осадки этого времени отсутствуют. Салаирский орогенез был связан с интрузией гранитов. Апофизы их рассекают диабазы, лежащие над кутень-булукской свитой. В окрестностях рудника Коммунар они метаморфизованы гранодиоритами. Точного и ясного доказательства наличия кембрийских гранитов в Алатау пока нет.

Нижний силур окаймляет хребет в виде полукольца с севера, запада и юга. В центре хребта он неизвестен. Вероятно, здесь так же, как и в хребте Арга, к югу от Ачинска, в это время была суша. Верхний силур характеризуется бурной вулканической деятельностью. Излияние лав — базальтов, лабрадоровых порфиритов, олигоклазовых порфиритов (андезитовых) и реже кислых фельзитов, порфиров и ортофиров покрыли всю площадь. Некоторые основные покровы имеют щелочной характер. Эта эффузивная фаза была прервана в середине ее размывом, отложения которого представлены красными песчаниками и глинами, подводными излияниями с захваченными и сцементированными лавой гальками порфиритов и известняков. Выше вулканогенных продуктов залегают белые и розовые известняки, сохранившиеся в немногих местах. После их отложения следовал снова период размыва и далее возобновление вулканической деятельности.

Вслед за отложением этих слоев следовало образование гранитных интрузий. Они известны в районе Абакана, в Тельбесском месторождении железных руд, в окрестностях рудника Знаменитого и др. Они являются интрузиями средней глубины и на краях переходят в фации монцонитов, сиенитов, банатитов, адамеллитов и гранодиоритов. А. Н. Чураков связывает с ними и нефелиновые сиениты оз. Булан-куль и улуса Тырданова. У слияния Черного и Белого Юса известны тешениты, а у оз. Ашколь — пуласкиты. На северо-восточном Алатау щелочные породы известны на Дедовой горе, на правом склоне долины р. Базыр, в долине р. Ничкурюш и Андрюшкиной речки. В первых двух точках это — нефелиновые сиениты, в третьей — тералиты, а в четвертой — нефелиновые порфиры. Они внедрились в пор-

фириты верхнего силура, но нигде неизвестны в более молодых отложениях. Они связаны с восточной окраиной Алатау.

После интрузии граниты и нефелиновые сиениты были прорезаны дайками диабазов, и начались размыв толщи и отложение конгломератов и красных песчаников «нижней красноцветной толщи», содержащих гальки этих гранитов. Эта фаза вулканизма связана с эрийской фазой складчатости.

Нижний девон представлен известняками и глауконитовыми песчаниками. Средний девон — мергелистыми известняками, а верхний девон — красными песчаниками, глинами и оолитовыми известняками. На северо-западе и на юго-западе района между отложением среднего и верхнего девона наблюдался перерыв, сопровождавшийся размывом.

В конце верхнего девона также происходили колебания суши, так как в основании карбона местами наблюдаются прослои конгломерата с галькой гранитов и порфиритов. Среднего карбона в Алатау нет. Вслед за тем были отложены свиты угленосных отложений перми. В триасе происходила Тяньшанская складчатость, собравшая в складки верхнепермские породы. В нижнеюрскую эпоху началась новая вулканическая фаза излияния базальтовой магмы. Дайки и некки базальтов пересекли отложения нижнего карбона в Минусинской котловине.

В соседней Кузнецкой котловине базальты изливались и в верхнепермское время. Последующее время было лишено магматических явлений в Кузнецком Алатау.

Описание горных пород. Туфы древней кутень-булукской свиты иногда очень похожи на песчаники. Они состоят из обломочков диабазов, плагиоклаза и диопсида. Вследствие сильного разложения, они переполнены кальцитом, хлоритом и эпидотом.

Диабазы представляют плотные, темнозеленые породы и состоят из плагиоклаза № 47—53, диопсида и магнетита с типичной офитовой структурой, иногда с мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Встречены также гиперстеновые диабазы, плагиоклаз которых относится к № 70—82. В основной массе последних плагиоклаз кислее и относится к № 87—30, с основным ядром и кислой периферией.

Плагиоклазовые порфириты представлены двумя разностями — лабрадоровыми и олитоклазовыми. Из них первые имеют подчиненное значение и встречаются в виде отдельных даек, тогда как вторые образуют мощные покровы. Их вкрапленники представлены плагиоклазом № 40—75 в первых и № 0—34 во вторых. Нередко они наполнены бурыми включениями стекла, оплавлены с новым нарастанием кристаллических зон. Пироксен встречается редко и представлен магнезиальным диопсидом. Точно также редко встречается и кварц. Из рудных минералов встречается магнетит, а из вторичных — хлорит и кальцит. Они образовались исключительно по основной массе. Последняя состоит из лейст плагиоклаза, большого количества пироксена и магнетита с типичной гиалопилитовой структурой, но обычно с разложенным стеклом.

Граниты представлены лейкократовыми роговообманковыми и биотитовыми разностями. Они состоят из микропертита, реже антипертита, кварца, плагиоклаза № 0—20 и биотита или роговой об-

манки. Второстепенные минералы представлены магнетитом, апатитом и титанитом.

Я. С. Эдельштейн отмечает наличие пироксеновых гранитов. Они связаны переходами с сиенитами. Местами развиты разности последних исключительно с щелочными полевыми шпатами, с господством микропертита. Они являются наиболее молодыми среди гранитных пород.

Совершенно особыми разностями сиенитов являются авгитовые сиениты типа Греба, близкие монцонитам. Они состоят из микропертита с плагиоклазами ряда андезин-лабрадора, биотитом, диопсидом и магнетитом. Иногда присутствует немного кварца. В Сонском массиве господствуют габброидные разности, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки или биотита, пироксена и ортоклаза. Последний иногда отсутствует. В основных разностях появляется оливин, а плагиоклаз достигает состава битовнита.

В руднике магнитного железняка Юлия в эндоконтактовых разностях развились породы, состоящие из зеленоватого диопсида с зонами, обогащенными эгириновой молекулой, а потому более ярко окрашенными, плагиоклаза и базиса ортоклаза.

Диоритовые фации в системе Уленя доходят даже до габбро-диоритового состава. По р. Ходо последние крупнозернисты, катакластической структуры и состоят из лабрадора и роговой обманки с реликтами пироксена и с примесью биотита, титанита и магнетита.

В Ачинском районе, как краевые фации габбро-диоритовых массивов, описаны горнблендиты, пироксениты и перидотиты. Пироксениты встречены только в одном пункте, южнее ключа Кошпакчул Нижние склоны гор сложены гранитами, верхние — известняками. Пироксениты прорезают известняки и прорезаны сами множеством жил аплитов. Они состоят из авгита и магнетита со спорадическими зернами граната.

Перидотиты встречаются также исключительно редко. Я. С. Эдельштейн констатирует их по Белому Юсу. Роговообманковые перидотиты состоят из оливина и роговой обманки с реликтами пироксена. Из второстепенных минералов присутствуют зеленая шпинель и магнетит, а из вторичных — хризотил-серпентин.

Граниты сопровождаются жильной серией. Из последней отмечены гранит-порфиры. Они содержат вкрапленники кварца и микропертита или кварца и плагиоклаза № 15—32. Основная масса микрогранитная.

Аплиты состоят из плагиоклаза № 5—30, микропертита и кварца, и только изредка присутствует роговая обманка. Последняя присутствует в светлосерых разностях, в красных же отсутствует.

Вогезиты встречаются редко, в контактовых роговиках. Они имеют порфировую структуру. Основная масса их состоит из плагиоклаза, магнетита и роговой обманки с апатитом. Вкрапленники по размерам связаны переходами с зернами основной массы и представлены роговой обманкой.

Все основные фации приурочены обычно к периферии массивов. Иногда переходы между ними и гранитами постепенны, в других же случаях граниты пересекают бесчисленными отпрысками основные породы.

Особо стоят элеолитовые сиениты. К востоку от оз. Булан-куль они выступают из-под темносерых мраморов. Здесь развиты щелочные авгито-роговообманковые сиениты с гнейсовой текстурой. Из полевых шпатов в них развиты альбит и микропертит, реже плагиоклазы. В них, в виде даек, залегают нефелиновые сиениты, обладающие большим разнообразием состава. Типичные разности грубозернисты и состоят из микропертита, нефелина, содалита и щелочного амфибола, близкого катафориту и содержащего 0,79% K_2O и 3,94% Na_2O. Реже присутствуют зерна диопсида и биотита, а также канкринита. Акцессорные представлены апатитом, цирконом и титанитом, титаномагнетитом, меланитом (?) и флюоритом. Средний состав этих пород характеризуется содержанием: ортоклаза 39,80%; альбита 25,40%; нефелина 18,40%; содалита 6,60%; диопсида и биотита 0,45%; амфибола, канкринита и апатита 9,7%; титанита 0,25%; гитаномагнетита 0,30% и циркона 0,15%.

Здесь же выступают дайки грубозернистого нефелин-сиенитового пегматита с флюоритом.

Мелкозернистые разности фоянитов беднее нефелином.

Щелочные породы ряда тешенита известны из района р. Белого Юса. Это лакколитообразная интрузия в толще трахиандезитового покрова. Розово-серая, плотная порода с черными иглами роговой обманки и шлировыми темными пятнами авгита, состоит из плагиоклаза, титан-авгита, эгирин-авгита, роговой обманки, анортоклаза (?), анальцима, нефелина и стекла. К ним присоединяются вторичные цеолиты и пренит, эпидот, хлорит, кальцит и актинолит. Структура породы гипидиоморфно-зернистая, а у контактов переходит в офитовую и интерсертальную.

Средний состав плагиоклаза соответствует лабрадору № 59, обычно замещенному анальцимом и пренитом. Анортоклаз (?) сильно разрушен и точному определению не поддается. Нефелин также плохо сохранился. Амфибол представлен темнобурым баркевикитом. Анальцим встречается как первичный, так и вторичный в псевдоморфозах по нефелину и по анортоклазу. Стекло наблюдается редко и изменено обычно в цеолит. Кроме анальцима, встречается также томсонит. Миндалины представлены миндалинами замещения, имитирующими форму настоящих миндалин.

В тешените наблюдаются шлиры тешенито-пироксенита, отличающегося темным цветом и господством пироксена и других темноцветных над лейкократовыми минералами.

Уртиты развиты в виде прожилка 0,5 *см* в шлире тешенита и в виде шлировой жилки до 3 *см*. Они состоят из нефелина и эгирина с подчиненным количеством полевого шпата. Вторичными являются: анальцим, кальцит, цеолит, хлорит и др. Присутствует немного баркевикита.

Эндоконтактовые явления тешенита с трахиандезитом сказываются в уменьшении зерна и замене баркевикита биотитом. Структура приближается к офитовой, и породу, состоящую из диопсида, баркевикита, биотита, лабрадора, щелочного полевого шпата, нефелина (?), анальцима, магнетита, титаномагнетита и апатита, можно назвать эссекситовым диабазом.

Уртит и тешенито-пироксенит являются крайними типами расщепленной магмы тешенита. Характерно обилие фосфора и титана

в пироксените и отсутствие их в уртите, что свидетельствует о концентрации летучих в темных шлирах.

Трахиандезиты являются самыми кислыми эффузивными породами, связанными с тешенитами. Они образуют покровы. Их трахитоидная основная масса содержит порфировые выделения олигоклаза № 28—33. Он же составляет вместе с примесью санидина и основную массу. Нефелин редок и большею частью замещен натролитом. Диопсид во вкрапленниках редок, так же как и в основной массе. Еще реже оливин. Довольно обилен апатит.

Трахидолериты представлены эссекситовыми порфиритами, эссекситовыми диабазами и диабаз-порфиритами. Они довольно широко распространены в виде покровов и даек. Вкрапленники плагиоклаза относятся к лабрадору № 53—71. Основная масса состоит

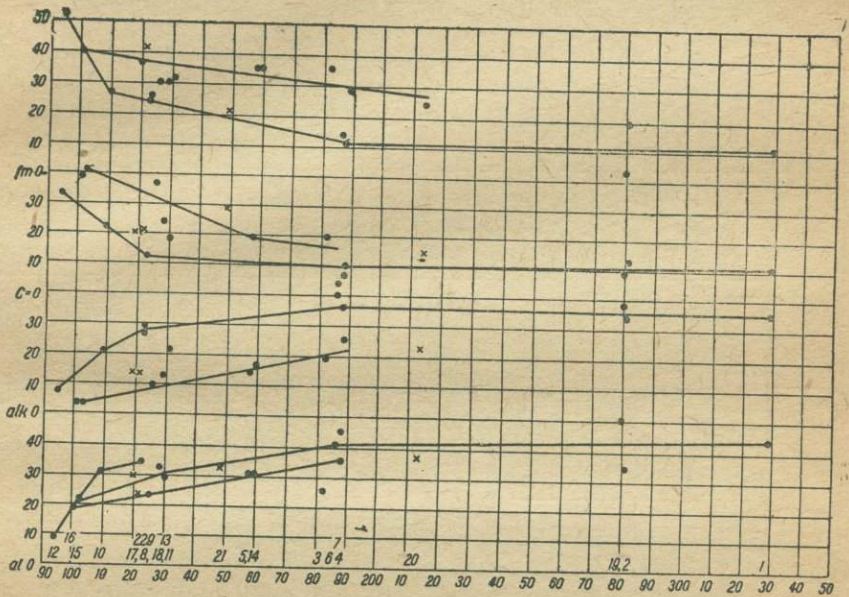


Рис. 155. Вариационная диаграмма горных пород Кузнецкого Алатау.

из лабрадора, ортоклаза, титан-авгита и иногда оливина, титаномагнетита и пирита. Иногда наблюдаются и санидин, зеленые иглы эгирина и апатит.

Все описанные породы иллюстрированы химическими анализами, сведенными в табл. 183.

Вариационные кривые, построенные по коэфициентам Ниггли, дают явственно два ряда диференциатов — нормальный и щелочный. Особо выделяется плагиаплит, являющийся жильным и, вероятно, реакционным продуктом с боковыми породами (рис. 155). Промежуточное место занимают эффузивные породы. Характерно наличие пород, которые по коэфициентам не подходят ни под один из разрядов Ниггли и являются, вероятно, также гибридными продуктами. Это касается сиенитовых и габбровых пород. Обычно они пересыщены CaO и, вероятно, произошли не без участия известняков кровли. Так же трудно отнести к какой-либо группе и по тем же причинам и два по-

Химический состав горных пород Кузнецкого Алатау

Таблица 181

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Сумма
1	69,52	0,33	15,80	2,34	0,64	Следы	Следы	2,18	5,20	3,70	0,40	0,05	100,16
2	64,93	0,67	14,85	1,95	1,20	—	1,60	3,13	5,01	5,56	1,20	0,10	100,20
3	58,65	1,09	14,24	4,43	4,55	—	3,06	5,96	5,46	1,41	0,64	—	99,49
4	56,12	1,30	18,16	4,29	3,50	0,06	1,67	3,57	3,24	7,14	0,23	0,46	99,74
5	53,75	1,07	18,30	1,14	4,05	Следы	5,37	6,24	3,87	1,83	4,01	—	99,63
6	56,97	0,20	21,59	0,54	2,45	Следы	0,10	1,16	8,73	6,74	0,89	Следы	99,49
7	56,25	0,16	23,01	1,59	2,18	Следы	0,31	2,03	7,96	4,92	1,45	—	99,86
8	47,48	0,51	22,72	7,01	3,08	0,26	0,79	4,51	10,00	2,32	1,28	—	100,96
9	45,79	0,56	22,19	5,76	4,57	0,37	0,97	4,35	8,89	1,95	4,55	—	99,95
10	45,50	1,33	22,06	5,20	4,72	0,86	1,66	8,49	7,33	1,88	1,12	—	100,15
11	48,25	2,73	17,38	4,54	5,31	0,30	2,13	6,03	5,81	3,00	3,85	0,65	99,98
12	39,48	10,90	5,76	8,42	7,55	0,27	5,98	12,72	2,08	1,26	2,99	1,53	98,94
13	49,46	1,30	21,69	2,57	5,42	—	3,68	8,88	3,15	3,01	0,62	—	99,78
14	52,54	1,35	17,64	1,31	6,24	—	3,85	8,60	3,52	3,44	0,25	0,62	99,36
15	43,94	1,56	16,37	5,22	4,45	0,16	4,87	18,17	0,90	0,78	1,75	1,02	99,09
16	46,80	0,64	14,39	4,99	4,85	0,15	7,28	16,85	1,03	1,00	1,50	—	99,57
17	47,79	1,18	19,76	0,93	4,96	0,28	5,93	7,57	5,01	1,24	3,69	1,44	99,78
18	50,90	0,75	16,62	2,35	4,74	—	4,40	14,09	3,46	0,87	2,02	—	100,20
19	62,02	1,67	19,54	0,06	0,45	Следы	Следы	1,84	7,69	1,91	1,03	—	96,21
20	60,27	0,31	18,07	4,90	1,20	0,20	1,43	3,88	4,71	3,08	1,58	0,16	99,79
21	50,50	1,00	19,64	6,65	0,52	0,23	1,30	9,52	4,23	2,19	3,94	—	99,72
22	48,06	1,67	16,10	3,31	5,60	0,15	6,48	8,01	4,32	2,14	3,78	—	99,62

	al	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*ti*	*k*	*mg*	*c/fm*	Сечение	Магма
1	43,7	11,0	10,4	34,9	328,5	1,13	0,32	сл.	0,95	V	Иоземитовая
2	34,4	19,2	13,1	33,7	281,5	1,87	0,42	0,50	0,68	V	Гранодиоритовая
3	25,6	35,9	19,6	18,9	181,9	2,54	0,14	0,39	0,55	IV	Натрово-сиенитовая
4	35,2	28,6	10,8	25,4	188,0	3,14	0,59	0,29	0,38	III	Нормально-сиенитовая
5	31,1	35,4	19,4	14,1	157,3	2,15	0,24	0,66	0,55	IV	Нормально-диоритовая
6	41,4	13,6	4,1	40,9	186,1	0,39	0,35	0,04	0,30	III	Нормально-фоянитовая
7	45,0	11,6	7,2	36,2	187,6	0,40	0,28	0,14	0,62	IV	„ „
8	34,6	23,9	12,6	28,9	122,7	0,90	0,13	0,13	0,53	IV	Нозикомбитовая
9	34,8	26,3	12,5	26,4	122,3	1,12	0,13	0,14	0,47	IV	Агпаитовая
10	31,2	26,6	22,0	20,2	109,0	2,31	0,14	0,22	0,83	V	Эссекситовая
11	28,8	31,6	18,3	21,3	130,3	5,82	0,25	0,28	0,58	IV	„
12	8,1	52,3	32,7	6,9	94,0	19,3	0,30	0,41	0,63	IV	Пироксенитовая
13	32,5	30,6	24,3	12,6	128,6	2,43	0,38	0,46	0,80	V	Нормально-диоритовая
14	30,9	35,5	17,1	16,5	159,1	3,00	0,40	0,48	0,48	IV	Нормально-монцонитовая
15	21,8	33,9	41,2	3,1	102,0	2,51	0,38	0,50	1,21	VI	Нормально-габбровая, пересыщена CaO
16	18,0	40,1	38,4	3,5	100,6	1,00	0,40	0,58	0,96	V	Т о ж е
17	29,1	36,6	20,2	14,1	119,4	2,16	0,14	0,60	0,55	IV	Эссекситовая
18	23,8	30,0	36,7	9,5	125,4	1,29	0,15	0,53	1,22	VI	Оссипитовая
19	50,8	2,3	8,8	38,1	280,0	5,31	0,14	сл.	3,89	VIII	Андезин-фельзитовая
20	37,6	24,6	14,8	23,0	213,7	0,83	0,30	0,31	0,60	IV	Монцонит-сиенитовая
21	33,2	21,7	29,4	15,7	148,4	1,98	0,18	0,26	1,36	VI	Везувитовая
22	23,3	41,9	21,1	13,7	121,1	2,96	0,25	0,57	0,50	IV	Габбро-диоритовая

1. Гранит. Близ пади Хадазн. 2. Сиенит кварцево-пироксеновый. Рудник Юлия. 3. Сиенит—кварцевый. Рудник Юлия. 4. Сиенит—авгитовый. Гора Когтах. 5. Вогезит. Рудник Коммунар. 6. Нефелиновый сиенит. Оз. Булан-куль. 7. Нефелиновый сиенит. Гора Дедова. 8. Нефелиновый сиенит. Р. Базыр. 9. Нефелиновый порфир. Р. Андрюшкина. 10. Тералит. Р. Ничкурюп. 11. Тешенит. Р. Чибижек. 12. Тешенито-пироксенит. Там же. 13. Монцонит. Гора Когтах. 14. Монцонит. Там же. 15. Габбро. Р. Туим. 16. Оливиновое габбро. Р. Туим. 17. Эссексит-диабаз. 18. Пироксенит. Рудник Юлия. 19. Плагиаплит. Рудник Коммунар. 20. Трахиандезит Р. Еловая. 21. Мелафир. Тигр-Таяна. 22. Оливиновый диабаз. Оз. Березовское.

следних анализа нефелиновых сиенитов. Калий — магний диаграмма дает картину бедности пород калием, причем намечается три группы анализов. Только один анализ авгитового сиенита оказался в калийном ряду (рис. 156).

На диаграмме, по Левинсон-Лессингу, мы имеем серию точек, сопряженные точки щелочей которых образуют три линии. Первая бедная, щелочная — анализы 15, 16, 17, 18, 21, 5 и др. Они находятся ниже линии щелочей в плагиоклазах. Вторая линия находится несколько выше ее и третья — породы, богатые нефелином, — далеко превышает ее (13, 10, 8, 9, 4) (рис. 157).

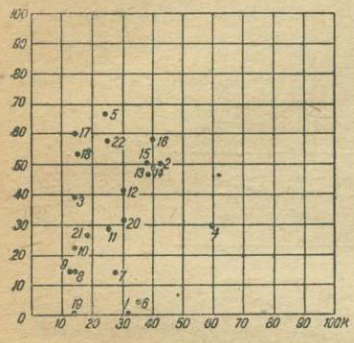


Рис. 156. k — mg — диаграмма горных пород Кузнецкого Алатау.

Характерна связь щелочных пород с известняками, наблюдаемая часто и в этом районе.

Металлогения. В Кузнецком Алатау первой металлогенической эпохой, по А. Н. Чуракову, является эпоха салаирской складчатости верхнего кембрия. С гранитами, вторгшимися во время этой эпохи, связаны месторождения меди. К последним относятся контактово-метаморфические месторождения Уленьской группы, горы Темира, рудника Юлии и в бассейне рр. Туим и Чарыш. С верхнекембрийскими гранитами А. Н. Чураков связывает и Каллиостровское месторождение магнетита близ рудника Коммунар и ряд других. С теми же гранитами связаны и кварцево-пиритовые золотоносные жилы Мариинской тайги (рудн. Коммунар и Саралинские рудники).

С верхнесилурийскими гранитами связаны контактовые месторождения железа и гидротермальные кварцевые медно-золотые жилы. К первым относятся Тельбесское и Абаканское месторождения.

Кварцевые медно-золотые жилы представлены рудником Знаменитым у с. Чебаки, на востоке района, и месторождение в верховьях рч. Юзек, горе Иттю и др. Возможно, что с интрузиями щелочной магмы связаны эпитермальные жилы медных месторождений (Вазинское, Сырские, Копьевские, Базырские).

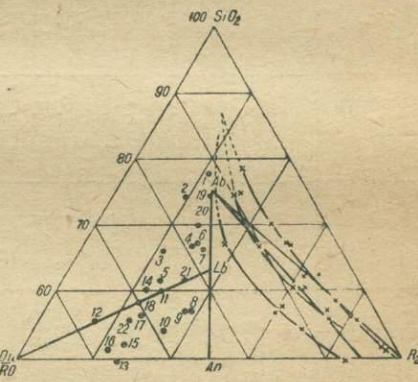


Рис. 157. Вариационная диаграмма горных пород Кузнецкого Алатау, по системе Левинсон-Лессинга. Крестики — щелочи.

Кроме металлических месторождений, с магматическими породами связаны многие неметаллические. Сюда относятся небольшие месторождения флогопита и асбеста, признаки и мелкие месторождения графита. Строительными материалами являются как сами изверженные породы, так и продукты контактового метаморфизма — мраморы.

Главнейшая литература по петрографии Западной Сибири

Салаир, Кузнецкий Алатау, Кузнецкая котловина

1. И. К. Баженов. Геологическое строение стыка между западными Саянами и Кузнецким Алатау. «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком.», 1930, т. X, вып. 3.

2. А. Я. Булынников. О месторождениях железа в Чебаковском золотоносном районе Кузнецкого Алатау. «Вестн. Зап.-Сиб. ГРУ», 1931, вып. 2, стр. 26—29.

3. А. Я. Булынников. Формация висмуто-золоторудных жил Кузнецкого Алатау. «Изв. Зап.-Сиб. ГРУ», 1931, т. XI, № 2, стр. 91—97.

4. П. П. Гудков. Рудник 6-я Берикульская площадь в Томском горном округе. «Изв. Томск. техн. инст.» 1911, т. XXI.

5. П. П. Гудков. Некоторые результаты геологических исследований в Тельбесском железорудном районе. «Мат. по геол. и полезн. ископ. Дальн. Вост.» 1921, № 17.

6. Н. Н. Дингельштедт. Геологические исследования, произведенные в 1927 г. в басс. р. Б. Кожух. «Тр. ВГРО», 1932.

7. В. С. Домарев. О находке вольфрама в руде Глафиринского рудника. «Вестн. Геол. ком.», 1928, т. III, № 5.

8. В. С. Домарев. Новые медные месторождения в районе Уленьской группы в Хакассии. «Изв. Геол. Ком.», 1929, т. 48, № 6.

9. В. С. Домарев. Баритовые месторождения Чопсордач и Татиан-Туразы в Хакасском округе. «Горный журнал», 1930, № 2—3.

10. Л. Г. Котельников. Диабаз из предгорья Кузнецкого Алатау. «Изв. научно-техн. кружка металлург. и хим. им. Н. Г. Толмачева при Ленингр. полит. инст.», 1925, вып. 1.

11. Ю. А. Кузнецов. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. «Изв. Зап.-Сиб. отд. геол. ком.», 1929, т. VIII, вып. 3.

12. Ю. А. Кузнецов. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. «Вест. Зап.-Сиб. ГРТ» № 3—4, 1932, стр. 69—75.

13. А. М. Кузьмин. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. «Изв. Зап.-Сиб. отд. геол. ком.», 1928, т. VI, вып. 2.

14. Н. Я. Маршалов. Саралинская золоторудная группа. «Горн. журнал», 1922, № 3—5.

15. В. П. Нехорошев. Геология Зап. Сибири по новейшим данным. «Изд. ГГРУ», 1931.

16. Д. В. Никитин. Отчет о геологических исследованиях в Мариинской тайге. «Изв. Геол. ком.», 1924, т. 43, № 2.

17. Д. В. Никитин. Стратиграфия Мариинской тайги Томск. губ. «Зап. Росс. мин. общ.» 1927, т. 56, № 1—2.

18. В. А. Обручев. Алтайские этюды. II. О тектонике Русского Алтая. «Землевед.» 1915, т. XXII, № 3.

19. В. А. Обручев. Ольгинское золоторудное месторождение в Кузнецком Алатау. «Рудн. Вестн.», т. II, 1917, № 3—4.

20. В. А. Обручев. Металлогенические эпохи и области Сибири. «Тр. Инст. прикл. мин. и мет.», вып. 21, 1926.

21. К. В. Радугин. Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского кряжа. «Изв. Сиб. отд. Геол. ком.», 1928, т. VII, вып. 5.

22. К. В. Радугин. Отчет о геологических исследованиях северной окраины Кузнецкого Алатау. «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком.» 1929, т. VIII, № 6.

23. И. П. Рачковский. Пуласкит из юго-западной части Енисейской губ. «Изв. Росс. ак. наук», 1910, стр. 1497—1500.

24. И. П. Рачковский. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губ. I. Тешенит и его отношение к эффузивным породам. «Зап. Росс. мин. об-ва» 1912, т. 48.

25. И. П. Рачковский. Краткое изложение доклада о щелочных породах Ачинского уезда. «Зап. Росс. мин. общ.», 1923, ч. 51, стр. 477.

26. В. Д. Рязанов. О месторождениях железных и медных руд близ Абаканского завода. «Рудн. вестн.», 1917, т. II, № 2.

27. П. П. Сизова. О лепеитовых роговых обманках из Урянхайского края и Кузнецкого Алатау. Изв. Росс. Ак. н.». 1922, стр. 439.

28. Л. Л. Солодовникова. Эпидоты из контактовых месторождений восточных отрогов Кузнецкого Алатау в пред. Минусинского у. «Тр. Геол. и мин. муз. Ак. н.», 1926, т. V, вып. 8.

29. М. А. Усов. Геологическое строение района Абаканского железорудного месторождения. Томск 1918.

30. М. А. Усов. Тельбесский железорудный район. I. «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком.» 1927, т. VI, № 5.

31. С. Д. Четвериков. К петрографии Уленьских рудников Минусинского уезда. «Тр. Научн. иссл. инст. мин. и петр.» вып. 2, 1—12, Ассоц. Научно-иссл. инст. физ. мат. I МГУ, 1925.

32. А. Н. Чураков. Материалы для тектоники Кузнецкого Алатау. «Тр. Геол. ком.» вып. 145, 1916.

33. А. Н. Чураков. Кузнецкий Алатау. Очерки по Геол. Сибири. Ак. наук, 1932.

34. Ф. Н. Шахов. Магматические породы Кузнецкого бассейна. «Изв. Сиб. техн. инст.», 1927, т. 47, № 3, стр. 18—53.

35. Я. С. Эдельштейн. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Ачинском золотоносном округе в 1907 г. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Енис. зол. район, т. VII, 1909.

36. Я. С. Эдельштейн. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в северо-западной части Минусинского у. в 1908 г. Там же, т. X, 1910.

37. Я. С. Эдельштейн. Геологические исследования в зап. части Минусинского у. в бассейне р. Абакан. Там же, т. XI, 1912.

38. Я. С. Эдельштейн. Геологические исследования, произведенные в западной части Минусинского у. в 1912 г. Там же, т. XIII, 1915.

39. Я. С. Эдельштейн. Медные месторождения Ачинского и Минусинского у. Енисейской губ. «Ест. произв. силы Росс.» 1916, т. IV, вып. 7.

40. Я. С. Эдельштейн. Рудник Знаменитый в Кузнецком Алатау. «Изв. Геол. ком.», 1925, т. 44, № 7, прил. № 13, стр. 97—104.

41. Я. С. Эдельштейн. О новой области развития щелочных (нефелино-эгириновых) пород в южной Сибири. «Геол. вестн.» 1929, т. VII, № 1—3, стр. 15—23.

42. Я. С. Эдельштейн. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геол. Сибири, Ак. наук. 1932.

Глава XIII

СРЕДНЕСИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

1. Общие замечания

Восточная Сибирь, Забайкалье, Анабарский массив, Таймыр

Среднесибирская платформа представляет единую геологическую массу, характеризующуюся тем, что она состоит из кристаллического фундамента, сложенного в складки, сильно дислоцированного и размытого, выступающего по краям в ряде частью отдельных районов и прикрытого почти горизонтально налегающей на него свитой более юных пород, начиная от кембрийских. Этот фундамент претерпел в большей или меньшей степени влияние процессов метаморфизма различного рода.

Вышележащие, несогласно залегающие на нем осадочные породы, как и прорезающие их магматические породы, почти совершенно не метаморфизованы.

Кристаллические породы с мощно развитыми разнообразными магматическими породами и продуктами их преобразования и метаморфизации выступают в ряде мест по окраине на поверхности земли, образуя ряд кристаллических массивов — Анабарский массив на севере, Енисейский массив на западе, и огромную кристаллическую дугу, в пределах которой располагаются хребты: Саянский, Яблоновый, Становой и другие — на юго-западе, юге, юго-востоке и востоке.

В огромном числе мест эти породы, также и вышележащие, почти горизонтальные неметаморфизованные слои кембрия, кембро-силура, силура, карбона с пермью, юры, мела и частью кайнозоя прорываются главным образом основными излившимися породами (сибирскими траппами).

Вопросы тектоники этого огромного района далеко не разрешены. Можно думать, что фундамент подвергался тектоническим процессам в виде складчатости нижнекембрийской, верхнекембрийской, в южной части, также и в западной, — каледонской и герцинской, мезозойской; на самом краю, согласно мнению М. М. Тетяева и его школы, также и третичной (альпийской).

Простирания в области развития кристаллических пород идут в общем параллельно краям Среднесибирской платформы, как это до-

статочно ясно видно из прилагаемой карты, составленной и опубликованной В. А. Обручевым (рис. 158).

М. М. Тетяев различает в районе Среднесибирской платформы следующие части:

1. Центральная часть — область спокойного залегания всех осадочных пород, начиная от кембрия, — Ангаро-Анабарский район.

2. Северное и западное Забайкалье, Витимский район, верхняя часть бассейна Лены (Ленско-Байкало-Витимский район), который принадлежит к более древнему этапу развития Восточной Сибири. Здесь сохранились следы процессов геотектогенеза, характеризующегося каледонской складчатостью.

3. Западная часть Восточных Саян и вся область правобережья Енисея, северная часть Таймыра, отличающиеся несколько меньшей древностью, характеризующиеся герцинской складчатостью (крайний запад Восточной Сибири).

Западное продолжение этой части достигает Урала; следовательно, эта Енисейско-Таймырская территория тесно связана с территорией Урало-Кузбасса.

4. Забайкалье и Восточные Саяны, характеризующиеся развитием альпийской складчатости.

Ю. М. Шейнман (1933), не отрицая существования альпийской складчатости, относит район Восточных Саян, как и все Прибайкалье (западное и восточное), район Баргузина на юго-восточном берегу Байкала, верхнюю Ангару и среднее течение р. Витима к одной и той же саянской складчатой системе — каледонской складчатости.

В. М. Крейтер (1933) несколько упростил схему Тетяева, внеся следующее разделение Среднесибирской платформы.

1. Енисейский кряж — главным образом протерозойские образования с интенсивными интрузиями гранитов.

2. Среднесибирская платформа — почти горизонтально расположенные палеозойские и мезозойские осадки.

3. Восточные Саяны и Ленско-Байкало-Витимская горная страна — область развития гнейсов, различного рода метаморфических пород, сланцев и известняков, прорванных интрузиями гранитных магм.

4. Восточное Забайкалье, смятое альпийским орогенезом, где имеется полный геологический разрез, начиная от докембрия и кончая третичными отложениями.

В своем докладе, прочитанном в Москве в 1934 г., а затем в Ленинграде, Ч. Жакоб указал на то, что тектонические движения, аналогичные тем, которые происходили в Восточном Забайкалье, обладают в районе Индокитая, как и в области Пиреней, возрастом верхнетриасовым, и, следовательно, альпийские тектонические движения Сибири должны быть отодвинуты далее на юг и юго-восток. Эта же мысль высказаны также и акад. А. Д. Архангельским и проф. Н. С. Шатским (1933) (см. карту).

По общему геологическому характеру и тектогенезу Среднесибирскую платформу (щит) — Енисейско-Ленскую плиту можно считать совершенно аналогичной с описанной и охарактеризованной детально выше Средне-Восточно-Европейской платформой, с выходами кристаллических пород по краям — Кольский полуостров, Финляндия, Украина, Воронежская плита, район Курской магнитной аномалии, частично Урал.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СИБИРИ.

МАСШТАБ 1:23.000.000

0 400 800 вер.

Условные обозначения.

Складчатости и разломы.

- Архейская и эозойская складчатость
- Каледонская (Кембро-силур.)
- Герцинская (Девонско-карб.)
- Тяньшанская (Пермская)
- Мезозойская (в три приема)
- Третичная (альпийская)

Морфологические области:

I. Енисейский горст.
2. Анабарский массив
3. Таймырский масс.
4. Тунгусский бассейн
5. Салаир
6. Кузнецкая котловина
7. Минусинская котловина
8 Урянхайская котловина
I. Древнее темя Азии
II. Енисейско-Ленская платформа
III. Алтай
IV. Киргизская степь
V. Зап. Сиб. низменность
VI. Верхоянско-Колымский край
VII. Периферическая область

Ряс. 158. Тектоническая карта Азиатской части СССР. По ак. В. А. Обручеву

Зак. 1010. Петрографические провинции СССР.

Геологический Институт
АН Армянской ССР

Огромная дуга кристаллических пород, обладающих возрастом по преимуществу докембрийским, частью и более юным, охватывающая значительную часть Енисейско-Ленской плиты, слагается из отдельных кристаллических массивов, которые можно каждый в отдельности, начиная с северо-запада Среднесибирской платформы, охарактеризовать следующим образом.

1. Анабарский массив находится на севере. Он расположен между рр. Хатангой и Оленеком, к юго-востоку от хребта Барранга; по всем признакам, судя по его геологическому строению, он может приобрести крупное промышленное значение.

2. Район хребта Барранга (Таймыр) начинается у берегов Ледовитого океана, у мыса Челюскина, и протягивается в юго-западном направлении к юго-востоку от Таймырского залива почти до нижнего течения р. Енисея. Он почти совершенно не изучен.

3. Енисейский кристаллический массив начинается после перерыва к югу от хребта Барранга и располагается преимущественно по правому берегу р. Енисея. Он начинается тотчас к югу от устья р. Подкаменной Тунгуски и заканчивается несколько южнее нижней части течения и устья Верхней Тунгуски (Ангары); после этого он продолжается в виде преимущественно гранитного, вытянутого с севера на юг массива до района г. Канска. Енисейский массив протягивается на 450 *км* с северо-запада на юго-восток при ширине до 200 *км*; гранитное продолжение его, почти меридионального простирания, прослеживается еще на 200 *км* при ширине около 50 *км*.

4. Саянско-Байкало-Алданский массив или, по Обручеву, «древнее темя Азии» протягивается на огромном расстоянии, свыше 3 000 *км* длины, по дуге, окаймляющей оз. Байкал, при ширине только в пределах СССР значительно превышающей 600 *км* (район Забайкалья), с продолжением в пределах Монголии и Манчжурии. На западе, после некоторого перерыва, занятого областью развития палеозойских (главным образом девонских) и третичных отложений, он начинается территорией развития преимущественно докембрийских пород Западных Саян, примерно между р. Каной на севере и р. Маной на юге, на восточной окраине Минусинской котловины, занятой площадью развития преобладающего палеозоя с интрузиями гранитных и иных магм. Этот участок саянской части Саяно-Байкало-Алданской дуги располагается и к югу от Минусинской котловины; далее к югу уходит в пределы Монголии, где описан Усовым (1913).

Эта часть дуги тянется сначала на северо-восток; около г. Канска простирание резко изменяется в юго-восточное вплоть до Иркутска и юго-западного конца Байкала (Восточные Саяны с Китойскими гольцами и Тункинскими Белками), снова резко меняет направление простирания на северо-восточное и лишь в районе бассейна р. Олекмы это направление снова меняется на широтное, у западного конца Станового хребта. К востоку от последней территории с северо-восточным простиранием располагается Забайкалье и Нерчинский край с рядом взаимно параллельных мощных хребтов — Борщовочный, Хатанга, Эрмана, Яблоновый.

5. Дальнейшее продолжение за пределами Алданского массива кристаллических в значительной степени докембрийских пород прослеживается на северо-восток вплоть до берегов Охотского моря, в районы, расположенные к северу и югу от Аяна.

2. Анабарский массив

Анабарский массив был открыт Хатангской экспедицией Русского географического общества в 1905 г. Горные породы этого массива были детально изучены и описаны О. О. Баклундом в 1907 г.

Выступающие здесь на довольно значительном пространстве (около 300 *км* на 400 *км*), образующее примерно овальную площадь, кристаллические породы докембрийского возраста прикрыты частью типичными кембрийскими отложениями с археоциатидами. Эти неизмененные осадочные породы залегают несогласно на кристаллических породах.

Кристаллические породы представлены крайне разнообразными типами как гнейсов, так и магматических пород; последние, начиная от богатых полевыми шпатами — лейкократных до богатых темными минералами — меланократных.

Согласно Баклунду, имеются как ортоклазовые, так и плагиоклазовые гнейсы.

Ортоклазовые (микроклиновые) гнейсы мясокрасны, среднезернисты, состоят из кварца, большого количества пертитового микроклина, плагиоклаза № 28—30, с антипертитовыми вростками и с мирмекитом, зеленой роговой обманки, биотита, апатита и пирита.

Судя по малому содержанию темных составных частей, порода образовалась из гранит-аплитовой первичной породы с сохранившейся (реликтовой) аплитовой структурой (анализ 1).

Плагиоклазовые гнейсы связаны с ортоклазовыми постепенными переходами; по мере исчезновения ортоклаза плагиоклаз становится более основным (№ 30—41); темные составные части — зеленая роговая обманка и биотит. К плагиоклазовым гнейсам относится также тонкосланцеватая серая порода с большим содержанием темных составных частей (роговой обманки и биотита), близкая к слюдяным сланцам, скорее всего связанная с первичными лампрофирами, именно с керсантитами.

Среди магматических пород имеются аляскит-аплиты из кварца, микроклина, основного олигоклаза, биотита, почти полностью перешедшего в гранат, иногда мусковита; чарнокитовый аплит из кварца, плагиоклаза № 30—33, ортоклаза, редких зерен баститовых псевдоморфоз по гиперстену; крупные зерна грубого мирмекита располагаются на границе между плагиоклазом и ортоклазом; развиты также кварцевые породы и пегматиты.

Особенный интерес представляет нахождение в районе Анабарского массива ряда пород чарнокитовой серии, среди которых Баклунд различает три ряда.

1. Ряд кислый: много ортоклаза, плагиоклаз № 30.
2. Ряд средний: ортоклаз еще преобладает, плагиоклаз № 40.
3. Ряд основной: плагиоклаз № 55—65.

Одновременно возрастает содержание темных минералов, породы изменяются от лейкократовых до меланократовых. Кроме того, в различных типах этих пород присутствуют то только гиперстен, то гиперстен и биотит, гиперстен и моноклинический пироксен, гиперстен и роговая обманка, гиперстен, биотит, моноклинический пироксен и т. д.

Среди пород кислого ряда имеются породы, содержащие как много, так и мало кварца. Эти породы обычно желто-бурые, отчасти сахаровидные, иногда с заметной параллельной структурой. Содержание ортоклаза крайне непостоянное, благодаря чему некоторые типы пород можно скорее назвать плагиоклазовыми. Среди второстепенных составных частей иногда встречается гранат главным образом в более меланократных разностях. В присутствии моноклинического пироксена порода становится более темной, приобретает темнозеленую окраску, становится более близкой к гранито-зернистой; полевой шпат в таком случае почти исключительно плагиоклаз при большом содержании кварца. Большую роль играют промежуточные породы серого до желтовато-серого цвета, в зависимости от содержания темных минералов.

Бедные кварцем и бескварцевые разности отличаются от предыдущих только отсутствием кварца или малым содержанием его. Эти породы меланократные, эвгранитно-зернистые, серые, до темносерых, с параллельной структурой, частью полосатой; одни из полос более богаты полевыми шпатами, другие бедны ими. Темные минералы те же — гиперстен, моноклинический пироксен, роговая обманка, биотит, ортоклаз и плагиоклаз (анализ 4).

В лишенных кварца разностях гиперстен почти вполне замещен шпинелью в присутствии большого количества биотита.

В промежуточном ряду плагиоклаз близок к андезину.

Среди пород основного ряда различаются два типа — с кварцем и без кварца. Кварцевая порода мелкозернистая, темносерая, близкая к саксонским пироксеновым гранулитам; сходство увеличивается присутствием многочисленных кристаллов граната; она состоит из плагиоклаза, гиперстена, изредка также роговой обманки, моноклинического пироксена (анализ 5).

Бескварцевая порода носит габброидный характер, темносерая, то крупно-, то мелкозернистая, полосатая. Она состоит из неправильных зерен плагиоклаза № 57—58, гиперстена, бурой роговой обманки, небольшого количества апатита, магнетита, граната. В некоторых случаях она приближается к роговообманковому норитy.

Имеются также пироксенитовидные разности, плагиоклаз которых достигает состава № 61—65, а темные минералы представлены бурой роговой обманкой, пироксены — как ромбическими, так и моноклиническими типами их (анализ 6).

Жильные породы. Баклунд относит к жильным породам обломки темнобурого стекла, которые присутствуют в чарнокитах и близки к типу сордавалита. Встречены были также глыбы диабаза, который относится к типу гуннедиабаза, безоливиновому, очень тонкозернистому, промежуточному типу его, так как относительные количества полевых шпатов и темных составных частей почти одинаковы. Плагиоклаз внутри № 66, в оболочке № 38; моноклинический пироксен принадлежит к типу энстатит-авгита; местами присутствует микропегматит и ильменит.

Ассоциация минералов и типов пород очень близка к аналогичным породам чарнокитово-мангеритовых петрографических провинций, в частности близко стоит и к чарнокитовым провинциям Украинской плиты.

Это подтверждается также и особенностями их химического состава.

Таблица 182

Химические анализы магматических пород Анабарского массива

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	72,98	0,11	15,77	0,20	0,68	0,17	1,34	3,63	5,50
2	76,06	0,06	14,94	0,07	0,33	1,12	1,84	4,70	1,02
3	60,34	0,18	24,65	0,27	4,42	1,46	2,47	4,40	1,34
4	53,73	0,30	23,68	4,11	1,94	3,65	3,05	3,34	4,80
5	50,41	0,24	20,29	0,33	12,41	5,90	7,39	3,05	0,42
6	45,98	0,50	20,60	2,42	7,59	10,53	7,44	2,07	1,68

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,0	7,8	3,9	3,0:1	79,6	15,0	3,0	2,0	5,0
2	1,0	8,6	4,25	1,8:1	80,9	11,5	4,5	4,0	8,7
3	0,9	4,1	2,2	1:1,7	68,1	7,5	4,0	8,5	8,3
4	1,0	3,4	1,8	1:3,8	61,5	6,5	3,5	10,0	6,7
5	2,5	4,2	1,0	1:8,6	54,3	2,0	5,0	13,0	7,3
6	2,5	3,5	0,85	1:10	49,6	2,0	4,5	13,5	6,7

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	49,5	5,4	7,6	37,5	393	0,50	0,43	1,41
2	49,2	10,3	11,2	42,5	425	0,11	0,81	1,11
3	51,0	21,5	9,5	18,0	215	0,16	0,37	0,44
4	40,4	32,0	9,4	18,2	156	0,49	0,50	0,29
5	28,5	45,0	18,9	7,6	120	0,07	0,47	0,42
6	25,6	51,0	16,9	6,5	98	0,70	0,65	0,31

1. Микроклиновый гнейс. 2. Кислый чарнокит. 3. Более меланократный чарнокит. 4. Бедный кварцем чарнокит, богатый ортоклазом и биотитом. 5. Бедный кварцем основной чарнокит. 6. Пироксенитовидная порода.

Более кислые породы очень близки по минералогическому и химическому составу к ряду пород частью типа чарнокитов и анортозитов (анализ 1—3), частью норитов и кварцевых норитов (анализ 4), или норитов и мангеритов (анализ 5); среди более основных пород имеются типы, близкие к типичным черным гранулитам (анализ 6). Их генетическая связь друг с другом, переходы и отличие от гнейсов видны на диаграмме (рис. 159).

Вся серия характеризуется большим содержанием гиперстена, пертитового полевого шпата, кварца в основных разностях, обилием и крупными размерами кристаллов апатита. Все это характерно для петрографических провинций чарнокитово-мангеритово-анортозитовых пород, дающих непрерывный ряд от наиболее кислых разностей кислых чарнокитов до наиболее основных пироксеново-сиенитовых пород, кото-

рые также должны быть отнесены к тем же чарнокитам, но особенно бедным кремнекислотой. Все эти породы характеризуются также на ряду с присутствием в них в отдельных случаях значительного преобладания калия над натрием, также особенно большим содержанием магния. Судить по данным исследований Баклунда о деталях генезиса этих магм, являются ли они гибридными или нет, нельзя; необходимо сравнение их с аналогичными породами других, лучше изученных районов, и в первую очередь с чарнокитами Украины.

Возраст пород, повидимому, докембрийский, хотя окончательно вопрос не может считаться разрешенным. Общее простирание пород меридиональное.

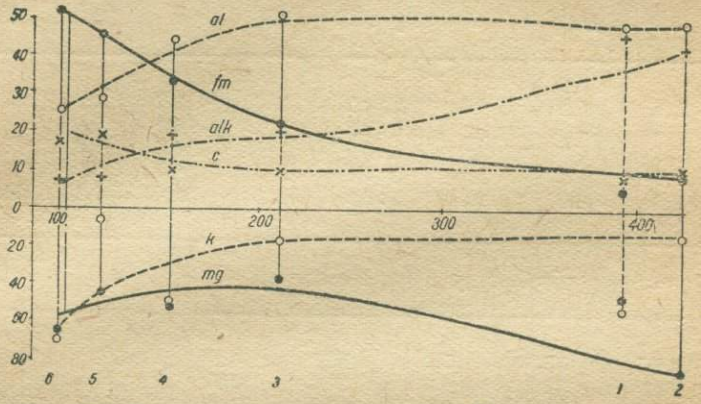


Рис. 159. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Анабара. *1—6.*

Следует отметить наличие в этом районе различных полезных ископаемых, обнаруженных экспедициями последнего времени, материалы которых пока не опубликованы.

3. Мыс Челюскина, Таймырское побережье, хребет Барранга

Среди докембрийских пород, развитых в районе мыса Челюскина, имеются представители докембрия в виде темносерых гнейсов, очень богатых гранатом, переходящих в слюдяные сланцы с жилами пегматитов, и вышележащих светлосерых гранито-гнейсов и гнейсов.

Район хребта Барранга в геологическом отношении изучен очень слабо; о его геологическом строении можно судить по тому, что по северо-западному склону его, как и по западному побережью мыса Челюскина, выступают кристаллические породы вплоть до р. Пясыни (земли пясынских самоедов) с северо-восточным простиранием всех этих пород. Сведения о петрографии района очень скудные. Можно думать, что здесь имеется область развития нижнедокембрийских гнейсов и мигматитов; наблюдаются также признаки присутствия мощных магматических гранитных интрузий и наличия контактного метаморфизма; развиты также и породы верхнего докембрия в виде различных сланцев — слюдяных, известково-глинистых, кремнисто-глинистых, диоритовых, слюдяно-гранатовых, также известняков; местами встречаются хиастолитовые сланцы.

Химический состав магматических пород Таймыра

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	73,38	0,29	12,69	2,01	1,16	0,10	0,96	3,77	4,39
2	74,30	—	14,33	0,96	0,86	0,38	0,88	6,21	0,99
3	72,79	0,17	15,32	0,25	0,94	0,37	0,81	4,05	4,82
4	57,98	0,48	19,81	0,59	7,50	4,35	1,92	2,72	2,83
5	57,09	1,27	17,24	5,07	2,30	2,17	2,04	1,05	2,25

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O : RO$	S	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,6	9,0	4,3	2,9 : 1	80,7	12,8	2,0	5,2	5,7
2	1,6	8,5	2,8	1 : 1,2	80,2	13,5	1,8	4,7	9,6
3	1,5	7,7	2,8	1 : 1	79,9	14,9	1,8	3,3	6,4
4	1,6	4,8	1,7	1 : 3,4	65,0	4,5	2,1	13,4	5,8
5	0,8	4,8	2,8	1 : 3,2	72,0	2,4	2,2	11,2	4,1

№ анализа	*al*	*fm*		*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	42,5	15,3	5,4	36,8	410	0,43	0,07	0,35
2	35,5	32,0	4,2	28,3	315	0,45	0,75	0,13
3	37,5	30,0	3,5	29,0	304	0,44	0,76	0,12
4	37,6	42,0	6,4	14,0	185	0,41	0,49	0,15
5	42,7	38,6	9,1	9,6	245	0,59	0,35	0,23

1. Серый двуслюдяной гранит. Близок к аплиту татарского гранита. 2. Натровый гранит из залива Миддендорфа. По Баклунду, очень близок к татарскому граниту. 3. Красный двуслюдяной гранит залива Бирули. По Баклунду, близок к ангарскому граниту. 4. Гранито-кордиеритовый гнейс из бухты Веселовского. 5. Среднее из 52 проб глубоководного ила.

По побережью Ледовитого океана, от мыса Челюскина и до устья р. Пясыни, как и по островам, расположенным около этого побережья, встречаются гнейсы (гранатово-кордиеритовые, гранатово-биотитовые, биотитовые, гранатово-ставролитовые), сланцы (гранатово-ставролитовые, слюдяные, гранатово-слюдяные, двуслюдяные), филлиты (биотитовые, гематитовые, анкеритовые), также типичные контактно-метаморфические породы, представленные разнообразными роговиками (плагиоклазово-кордиеритовыми, плагиоклазо-антофиллитовыми, плагиоклаз-куммингтонитовыми, актинолитовыми, плагиоклазо-амфиболо-

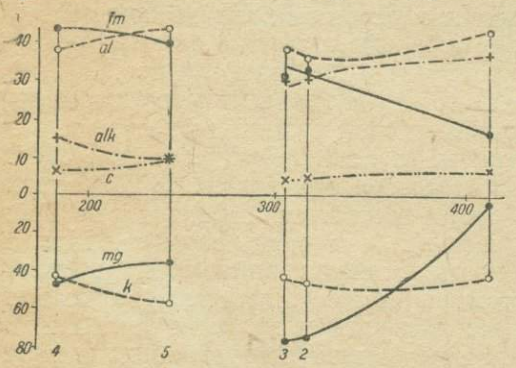


Рис. 160. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Таймыра. *1—5.*

выми, также роговиками с эпидотом, цоизитом и др.), и, наконец, граниты различных типов, частично более или менее богатые натрием (анализ 2) сравнительно с калием, иного типа, чем анабарские (рис. 160).

В южной части Барранги гранитные интрузии достигают особенно крупных размеров; развиты также диориты, мандельштейны. В общем имеется ряд типов магматических и метаморфизованных кристаллических пород, которые, как увидим, развиты и в ряде других массивов, входящих в состав Среднесибирской платформы.

В. А. Обручев предполагает, что здесь имеется складка или вернее пояс складок, начинающийся в районе Таймырской земли с северо-западным простиранием и заходящий, возможно, даже в район Северной Земли. В низовьях Енисея этот пояс загибается на восток-северо-восток и в районе енисейского горста снова приобретает северо-западное простирание, заканчиваясь у северного конца его древнего темени, у Красноярска.

4. Енисейский массив

Енисейский массив (кряж, по Зюссу — горст) изучен был рядом геологов и петрографов; особенно крупный основной труд петрографического характера принадлежит А. К. Мейстеру (1910). Стратиграфия докембрия (кристаллических пород) окончательно не выявлена ввиду чрезвычайной сложности и непостоянства ее.

Схема Ячевского (Г. Ж. 1897) для северной части Енисейского массива носит петрографически-стратиграфический характер:

1. Гранитогнейсы.
2. Пьекская свита, состоящая из трех горизонтов:
   а) кварцево-биотитовые сланцы с кварцевыми жилами,
   б) гнейсы, кристаллические известняки, доломиты, амфиболиты, слюдяные сланцы,
   в) филлиты.
3. Глинистые метаморфические сланцы с подчиненными кварцитами.

Мейстер в своем геологическом обзоре различает следующие группы пород по возрасту.

I. Метаморфическая группа

1. Нижнеизвестковый отдел:
   а) слюдяные сланцы и кристаллические известняки,
   б) филлиты,
   в) метаморфические глинистые сланцы (удерейские),
   г) кварциты (свита Сухого хребта).
2. Верхнеизвестковый отдел:
   а) известняки, глинистые сланцы,
   б) глинистые, оттрелитовые, филлитовые сланцы,
   в) известняки, доломиты, глинистые сланцы.
3. Доломитовая свита:
   доломиты, известняки, глинистые сланцы, кварциты.

II. Кембро-силурийские образования

Метаморфическая толща прорывается в ряде мест разнообразными интрузиями, эффузиями разнообразных магм, начиная от кислых — до основных и ультраосновных.

Николаев дает такую схему кристаллических пород Енисейского массива:

1. Древние граниты и гнейсы (повидимому).
2. а) Кварцитовые сланцы, в основании грубозернистые, переходящие под влиянием интрузий гранита в мигматиты; прослои амфиболитов.
   б) Кристаллические графитовые известняки, кверху тонкослоисты.
   в) Известково-кварцевые, хлорито-серицитовые, частью филлитовые сланцы. Под влиянием интрузий гранита эти породы переходят в слюдяные сланцы и роговики. Среди филлитов присутствуют прослои известняков, которые по простиранию иногда приобретают преобладающее значение.

Перерыв.

3. а) Аркозовые песчаники, конгломераты с гальками филлитов и других пород нижней свиты, яшмовидные, туффитовые, светлозеленые и красные туффитовые сланцы с прослоями туфов эффузивов и глинистых сланцев.
   б) Темносерые, иногда черные углистые известняки, переходящие в светлые, сильно перекристаллизованные разности.

Нижний отдел толщи значительно более сильно дислоцирован, чем верхний. Перерыв между ними указывает на крупные тектонические процессы между этими двумя отделами докембрия.

После окончания образования верхнего докембрия до начала кембрия произошли новые крупные тектонические процессы складчатого характера; с этим именно периодом горообразования связаны процессы интенсивных гранитных интрузий. К началу кембрия страна носила горный характер и только в середине кембрия размыв ее достиг такой степени, что на поверхности кристаллических пород могли отложиться осадочные породы морского типа.

По схеме Николаева, как указывает Н. С. Шатский (1932), история Енисейского кряжа более сходна с историей северной части Прибайкалья и резко отличается по своему строению от древних массивов Алданской глыбы.

В. М. Крейтер (1933), пользуясь неопубликованной сводкой А. Н. Чуракова, дает такую краткую историю Енисейского массива (снизу вверх):

1. Тейская свита: известняки, кремнистые сланцы, филлиты, метаморфические глинистые сланцы и кварциты.

2. Орогенический цикл, создавший складчатость северо-западного простирания; цикл эрозий.

3. Известняки, кремнистые сланцы, доломиты и глинистые сланцы.

4. Складчатые процессы северо-восточного простирания; вслед за ними интрузии габбро-перидотитовой магмы, по данным Мейстера, а затем гранитной магмы, давшей начало гранито-гнейсам и гранитам; далее вторая гранитная интрузия, в результате которой образовались граниты гипабиссального типа; эти три периода интрузий были разделены эрозионными циклами.

5. После самого мощного эрозионного цикла образовалась пенеплена, на которой отложились палеозойские слои (конгломераты, красные песчаники, иногда подстилаемые доломитами).

6. После этого, по Мейстеру, в Южноенисейской тайге происходят главным образом дизъюнктивные дислокации, давшие нарушения северо-западного простирания.

Магматические породы крайне разнообразны; имеются районы развития габбро-перидотитовых пород, образующих характерную провинцию, возможно, связанную также генетически с гранодиоритовыми породами. В ряде районов в южной части массива, изученном Мейстером (1910), развиты различные типы гранитов, из которых более древние обладают катаклазами, другие, главным образом гипабиссального характера, лишены катаклазов.

Имеются также провинции, характеризующиеся развитием нефелиновых сиенитов и сопровождающих их пород.

В местах соприкосновения гранитов с известняками и сланцами образуются крайне разнообразные контактно-метаморфические породы; развиты также разнообразные излившиеся и жильные породы — порфиры и кератофиры, аплиты и пегматиты, диабазы и другие породы.

Енисейская петрографическая провинция. По Мейстеру, имеется одна енисейская петрографическая провинция, где ряд пород связан друг с другом кровным родством, причем породы типа нефелиновых сиенитов (фойаитовой магмы) появлялись в промежутке между габбро-перидотитовыми, более древними и гранодиоритовыми более юными магмами. Порфиры и кератофиры извергались одновременно; их извержение предшествовало извержению сельфсбергитов и камптонитов; в промежутке между ними происходила интрузия нефелиновых сиенитов и гранатов.

Породы габбро-перидотитовой группы. Габбро-перидотитовые породы встречены частью в коренных обнажениях, частью в виде эловия или валунов в районе правого берега Енисея — у сел. Усть-Питского и по берегам притока Енисея — р. Большого Пита. Мейстером установлено присутствие габбро, верлитов, кортлан-

Таблица 184

Количественный минералогический состав магматических пород Енисейского района

	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Полевой шпат	Биотит	Пироксен	Роговая обманка
Биотитовый гранит .	33,8	31,2	28,6	59,8	4,7	—	—
Биотитово-роговообманковый гранит	17,9	31,3	31,4	62,7	1,2	—	14,3
Роговообманковый банатит	17,9	16,6	31,9	48,5	—	—	30,9
Пироксеновый банатит	12,2	22,6	28,9	51,4	—	12,2	12,2
Пироксеновый монцонит	11,6	16,4	24,1	40,5	—	25,9	17,8
Роговообманковый пироксенит . . .	—	—	15,3	15,3	—	43,0	30,0
Аплит	34,0	—	—	60,9	2,0	—	—

Химический состав магматических пород Енисейского кряжа

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	45,30	Следы	23,00	Нет	5,90	7,82	13,95	1,02	0,75
2	38,04	0,40	7,01	6,59	6,48	20,17	4,40	0,17	0,12
3	46,30	0,58	6,41	9,13	2,24	17,82	13,02	0,98	0,37
4	41,50	0,62	10,88	12,14	1,28	17,82	7,71	0,61	0,56
5	47,28	1,20	14,20	3,12	9,18	9,44	7,65	3,04	0,37
6	46,05	1,19	21,20	5,08	7,99	2,73	10,40	1,43	0,17
7	44,90	2,04	18,30	2,60	9,76	4,15	7,64	1,91	1,01
8	45,89	1,39	14,40	7,05	5,10	9,93	9,82	1,63	0,60
9	50,05	1,89	14,83	8,19	3,19	6,59	9,56	2,19	0,77
10	45,78	—	19,36	5,17	6,62	7,64	9,32	1,98	2,04
11	54,00	—	18,15	4,07	8,05	3,37	5,01	2,82	1,31
12	35,18	—	14,55	4,01	7,88	8,10	9,60	4,25	2,21
13	51,72	2,16	12,10	7,35	6,67	6,53	8,78	1,94	0,82

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O : RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	2,44	3,34	1,22	1 : 21,5	49,29	0,9	7,3	11,8	6,7
2	4,26	4,0	1,11	1 : 176	43,32	0,1	1,7	18,2	6,8
3	6,0	6,4	1,46	1 : 35	47,61	0,5	1,2	18,3	8,0
4	3,28	3,67	1,17	1 : 32	46,52	0,4	2,6	17,0	6,2
5	3,46	4,9	1,56	1 : 9,4	53,0	1,8	3,0	15,2	9,0
6	1,6	3,26	1,42	1 : 15	55,0	1,2	6,7	10,1	9,0
7	2,06	3,96	1,56	1 : 8,7	56,3	2,0	6,6	11,4	7,4
8	2,20	3,24	1,25	1 : 17	50,3	1,0	3,5	15,5	8,0
9	5,0	4,1	1,65	1 : 8,4	50,31	1,9	3,9	14,2	7,6
10	2,3	3,5	1,30	1 : 8,4	51,28	2,0	5,0	13,0	—
11	1,7	4,4	1,88	1 : 4,8	62,0	4,4	4,5	11,1	—
12	2,8	5,2	1,81	1 : 10,5	58,0	1,6	3,1	15,3	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	29,1	35,7	32,1	3,1	97	0,32	0,70	0,89
3/4	9,5	67,8	20,7	2,0	87	0,17	0,73	0,30
5	16,8	45,4	27,2	10,6	96	0,07	0,59	0,60
6	31,5	36,6	28,1	3,8	118	0,08	0,67	0,78
7	29,5	41,6	22,2	6.8	99	0,26	0,40	0,53
8	20,4	49,6	25,2	4,8	111	0,15	0,72	0,51
9	21,0	48,0	24,6	7,4	153	0,47	0,51	0,51
10	25,0	45,8	22,0	7,2	100	0,40	0,55	0,48
11	31,2	42,8	15,8	10,2	157	0,23	0,34	0,37
12	18,5	47,1	22,3	12,1	120	0,25	0,56	0,47

1. Габбро. 2. Верлит. 3 и 4. Пикрит. 5. Шлировые выделения в пикрите. 6. Диабаз. 7. Габбро-диабаз. 8. Оливиновый диабаз. 9. Слюдяный диабаз. 10. Слюдяный диабазит. 11. Гранатовый диабазит. 12. Диабазит. 13. Эпидиабаз.

дитов (шрисгеймитов), пикрита; последний найден далее к западу от р. Б. Пита; с ними связаны разнообразные типы диабазов.

Габбро мелкозернистое, серовато-зеленое, обычно сильно разрушенное, меланократное, что сближает его с перидотитами; близко к типу оливинового меланократового габбро. Главные составные части —основной плагиоклаз и вторичная роговая обманка, образовавшаяся за счет диаллага, с примесью биотита (химический анализ 1). Левинсон-Лессинг отнес эту породу, на основании данных Мейстера, к жильному алкалитоховому микрогаббро, как продукту дифференциации габбро-норитовой магмы.

Габбро тесно связано в данном районе с верлитом, массивным зеленовато-черным, из преобладающего оливина частью серпентинизированного, диаллага, бледнозеленой вторичной роговой обманки, хлорита, кальцита, небольшого количества магнетита и хлорита (анализ 2).

Пересчет химического состава на минералогический показывает содержание в породе: 5% оливина, 7,4% диаллага, 12,6% роговой обманки, 46,5% хлорита и серпентина, 11,6% хромита, 2,1% кальцита и избыток кремнекислоты в количестве 12,4%.

Отдельные склоны образованы также роговообманковым перидотитом (кортландитом или шрисгеймитом), состоящим из бурой роговой обманки, пойкилитово проросшей оливином, полностью серпентинизированным.

Пикрит, выступающий по р. Рыбной, состоит из оливина, моноклинического пироксена и лабрадора в виде мелких лейст и скоплений их. Он то порфировый, то афинитовый или афировый, зернистый; разновидность, состоящая почти исключительно из зерен оливина, образует шлировые выделения в порфировой разности (химический анализ 3).

Он состоит из 27,0% оливина, 28,2% пироксена, 13,7% серпентина, 17,0% лабрадора.

Гипабиссальные основные породы представлены различными типами диабазовых пород. Эти породы обычно образуют жилы (дайки); они обладают то габбровидной (габбровидные диабазы), то типичной диабазовой (офитовой) структурой (собственно диабазы и протеробазы). В слюдяных диабазах биотит и моноклинический пироксен присутствуют почти в одинаковых относительных количествах; протеробаз обычно сильно разрушен, гидратизирован, темносерый, мелкозернистый. Мейстер различает, кроме того, слюдяные диабазиты, т. е. частично амфиболитизированные диабазы, в которых наряду с лабрадором и биотитом присутствует бурая роговая обманка; они также темносерые, мелкозернистые, с диабазовой структурой; иногда в них присутствует также и гранат (гранатовый диабазит). Эпидиабазы мелкозернисты, состоят из альбита, авгита и роговой обманки. Анализы гипабиссальных пород приведены на стр. 606.

В данном районе мы видим, таким образом, развитие основных и ультраосновных пород, приближающихся по типу к породам Урала. Большое сходство пород этих двух районов заключается также в присутствии в отдельных типах этих пород значительных количеств хромита. Возможно нахождение и более крупных скоплений хромита, на что следует обратить внимание, как и на воз-

можность нахождения среди хромитов и оливиновых пород также платины и металлов группы платины.

Среди гипабиссальных пород имеются разнообразные типы, как видно из сравнения их химического состава; одни из этих пород приближаются к производным габбро-перидотитовой магмы, другие отличаются значительным содержанием щелочей, в частности окиси калия (рис. 161).

Гранодиоритовые породы. Ко второй группе магматических пород относятся производные гранодиоритовой магмы, также отличающиеся значительным разнообразием.

Мейстер в районе Енисейского массива различает несколько типов гранитов:

1) татарский гранит и продукты его диференциации; 2) ангарский гранит со свитой тесно связанных с ним жил; 3) рудиковские граниты; 4) граниты р. Кии и 5) рязановские граниты.

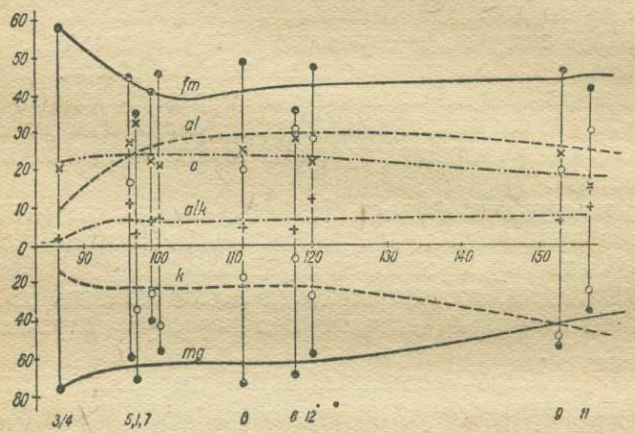


Рис. 161. Вариационная диаграмма основных (по Ниггли) магматических пород Енисейского кряжа. *1—12.*

Группа татарского гранита образует довольно крупные интрузии, диференцированные в значительной степени и состоящие главным образом из татарского гранита, с переходами его в типичный серый, светлосерый и белый, иногда порфировидный биотитовый гранит.

Местами он постепенно сменяется биотитово-роговообманковым гранитом, отличающимся от первого присутствием роговой обманки. Его минералогический состав несколько иной, чем предыдущей породы.

Значительно более богаты мафическими минералами отдельные участки, образованные зеленовато-серым роговообманковым банатитом.

Тесно связан с последним серый мелкозернистый пироксеновый банатит, отличающийся значительным содержанием моноклинического пироксена.

Более основной является порода, относимая Мейстером к пироксеновым монцонитам, отличающаяся также содержанием большого

количества моноклинического пироксена и меланократовым характером.

Дальнейшей ступенью генетической смены является роговообманковый пироксенит с небольшим только содержанием лабрадора.

Состав плагиоклаза меняется от олигоклаза в биотитовом граните до лабрадора в пироксените, в промежуточных имеет состав андезина.

По химическому и минералогическому составу к роговообманковому пироксениту очень близко стоит габбро-диабаз, выступающий в районе развития татарского комплекса магматических пород; с тем же комплексом генетически связаны и дайки других диабазов.

В районе развития татарского гранита имеются также выходы пироксенового сиенита, близкого к пироксеновому монциниту.

Совершенно иной характер, чем татарский гранит с его пироксеново-монцонитовой свитой, имеет ангарский гранит, образующий шток в районе Ангары (нижней части течения Верхней Тунгуски). Главную роль играет светлосерый или красноватый массивный то более мелкозернистый, то более крупнозернистый, биотитовый гранит, состоящий из кварца, микроклина с пертитовыми и микропертитовыми вростками плагиоклаза. Он залегает среди области развития известняков; к контакту он уплотняется и переходит в плотную, не похожую на гранит порфировую породу.

Характерной особенностью этого гранита является присутствие в нем вблизи контакта плавикового шпата, в ряде случаев турмалина, также эпидота, придающего зеленовато-серый цвет породе.

Второй характерной особенностью его является то, что краевые фации его представлены не основными породами, а главным образом лейкократовым мусковитовым гранитом и аплитом, первый образует жилы до 6 *м* мощности.

В мусковитовом граните присутствует ортоклаза и микропертита 34,7%, альбита 23,1% (всего полевых шпатов 57,8%), кварца 32,0% и мусковита 6,5%.

Мусковит отличается розоватым оттенком, что, по мнению Мейстера, указывает на присутствие в нем лития; содержание окиси лития в породе действительно достигает 0,21%.

Породы эти, как видно, являются производными совершенно иных магм, чем татарский гранит и его свита.

К группе татарского гранита близка группа рязанских гранитоидов, к которым относятся Мейстером биотитовые гранитоиды (адамеллиты); это — темносерые, мелко- и среднезернистые породы с примерно равным содержанием ортоклаза и плигиоклаза; роговообманковый банатит — 23,5% ортоклаза и микроклина, 42,9% олигоклаз-андезина, 20,1% кварца, 3% амфибола, 3% биотита, 4,7% хлорита (анализ 8); далее хлоритовый адамеллит (анализ 9), 28,1% кварца, 17,4% калиевых полешпатов, 38,9% олигоклаза, 5,5% хлорита, эпидота и других вторичных минералов.

К югу от р. Большого Пита выступают граниты и порфировые граниты, так же как и предыдущие породы, близкие по своему составу к татарской группе глубинных пород; они состоят из кварца 41,1%; 26,7% и 31,3% калиевого полешпата; 1,0% и 6,0% плагиоклаза; 4,8% биотита; 8,7% мусковита и других вторичных минералов.

Группа щелочных глубинных пород. К третьей группе относятся породы совершенно иного типа, именно: богатые окисью натрия и одновременно характеризующиеся присутствием более или менее значительного количества щелочных амфиболов и пироксенов.

К этой группе относятся рудниковские граниты, умптекит и нефелиновый сиенит, также ряд гипабиссальных пород — кератофир, альбитовый аплит и сельфсбергит.

Хотя все эти породы встречены в разных местах южной части Енисейского массива, однако, судя по их минералогическим и химическим особенностям, они тесно связаны друг с другом.

Рудниковский гранит серовато-белый, красноватый, мелкозернистый, лейкократовый, частично гнейсовидный, состоит из кварца (27,3%), микропертита, микроклина и ортоклаза (20,7%), альбита (43,6%) и биотита (5,6%). Химический анализ см. стр. 612.

Умптекит в виды глыб красного цвета встречен был среди этих гранитов; он отличается гнейсовидной структурой и присутствием щелочной роговой обманки (химический анализ 5); роговая обманка N_g густо голубовато-зеленая, N_m светлогрязно-желтовато-зеленая, N_p нечисто зеленая с голубоватым оттенком, углы угасания $c : N_g = 3°$ $2V = 40°$. Мейстер ставит ее между арфведсонитами и катафоритовыми роговыми обманками (гастингситом). Основная масса состоит из агрегата полевых шпатов и кварца, вкрапленники — из роговой обманки и биотита. Кварца 3,7%; ортоклаза 23,1%; альбита 21,1%; роговой обманки 42,2%; биотита 2,5%; титанита 2,7%; магнетита 1,6%.

Нефелиновый сиенит массивный, среднезернистый, белый в связи с преобладанием лейкократовых составных частей. Минералогический состав его, вычисленный из химического анализа (7) следующий:

Ортоклаза и микролина 21,7%; альбита 42,9%; анортита 0,8%; нефелина 19,1%; канкринита 1,3%; пироксена и роговой обманки 4,1%; анальцима 2,1%; натролита 1,4%; ильменита 0,4%; титанита 0,2%; плавикового шпата 1%.

Имеются отдельные выходы также и иных щелочных натровых пород, в первую очередь сельфсбергита, к которому относятся щелочные породы, состоящие из преобладающего щелочного полевого шпата (альбита и микроклина) и эгирина, частью также нефелина.

Сельфсбергит Енисейского массива состоит из криптопертита (85,3%), эгирин-диопсида (4,5%), рибекитовой роговой обманки (4,9%); порода с трахитовой структурой, желтовато-бурая, почти плотная.

Повидимому, к щелочным меланократовым породам следует отнести также жильную породу, камптонит, р. Захаровки, состоящую из андезина (3,4%), баркевикита (35,5%), пироксена (13,4%), оливина, серпентина и хлорита (5%).

Таким образом, в южной части Енисейского массива имеются группы горных магматических пород, отличающихся друг от друга тем, что они являются производными различных магм, среди которых имеются по крайней мере три типа — габбро-перидотитовый, щелочноземельный гранодиоритовый и щелочной (натровый) тип. Территориальная связь между этими магмами незаметна.

Химический состав кислых и средних пород Енисейского горста

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	74,20	—	13,90	0,88	1,25	0,26	1,50	2,49	5,66
2	75,13	—	12,03	1,01	0,70	0,17	2,27	3,44	5,48
3	67,20	—	14,64	0,97	3,34	1,97	2,04	3,69	5,70
4	62,86	0,27	15,43	0,80	4,02	4,40	6,11	2,50	2,81
5	64,90	0,30	12,61	0,79	4,30	2,46	8,22	2,00	3,82
6	59,90	0,57	11,55	0,87	4,59	7,13	10,60	1,78	2,86
7	46,47	2,70	7,87	1,58	8,63	13,32	15,85	1,81	1,65
8	65,63	0,40	16,20	0,31	3,25	1,13	3,44	3,67	4,23
9	68,26	0,71	14,44	2,07	2,62	0,75	2,71	3,62	3,49
10	75,57	—	12,74	0,49	1,39	1,01	0,23	1,96	5,56
11	76,44	—	12,39	0,20	1,80	0,32	0,46	0,63	6,52
12	70,96	—	15,65	0,81	1,93	0,86	0,84	3,28	5,04
13	73,96	Следы	13,64	0,73	1,72	Следы	Следы	2,82	6,52

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,0	8,7	4,3	2:1	81,0	13,3	3,2	3,5	4,0
2	1,2	10,1	4,8	1:1	82,0	14,5	0,5	5,0	4,9
3	1,7	7,5	3,2	1:1,1	73,6	9,3	1,7	9,0	5,0
4	2,8	6,7	2,6	1:3,9	68,0	4,0	4,6	11,4	5,7
5	2,6	8,6	3,0	1:3,5	70,5	4,2	2,7	13,1	4,4
6	4,1	8,5	2,3	1:7,3	61,6	2,3	4,5	13,2	5,0
7	9,0	9,3	1,54	1:16	48,0	0,7	1,2	18,1	6,3
8	1,5	6,8	3,1	1:1,3	73,3	8,6	4,6	6,8	5,7
9	1,3	7,4	3,5	1:1,1	76,5	9,0	4,4	5,6	6,1
10	1,1	9,8	4,8	1,9:1	82,9	14,2	0,3	5,5	3,5
11	1,1	10,7	5,4	1,9:1	84,0	14,5	1,0	4,5	1,3
	1,1	7,6	3,7	1,6:1	77,9	11,7	1,6	6,7	5,0
	1,0	9,0	4,4	1,3:1	—	—	—	—	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	45,5	12,0	9,0	33,5	411	0,60	0,19	0,75
2	42,0	9,2	8,1	40,7	305	0,31	0,44	—
3	33,7	29,3	8,7	27,3	252	0,50	0,20	0,30
4	29,9	34,6	21,6	13,9	214	0,42	0,63	0,62
5	26,1	27,6	31,1	15,2	229	0,31	0,47	1,11
6	18,6	41,0	30,8	9,6	164	0,50	0,70	0,73
7	8,7	53,8	32,1	5,4	—	—	—	—
8	39,5	19,3	15,4	25,8	272	0,43	0,38	0,80
9	38,5	22,1	13,2	26,2	364	0,39	0,23	0,60
10	46,0	18,7	1,5	33,7	458	0,65	0,51	0,09
11	50,0	14,2	3,2	32,4	484	0,87	0,23	0,23
12	45,7	18,1	4,4	31,8	354	0,50	0,36	0,24
13	46,7	11,8	0	41,5	430	0,54	0	0

1. Татарский биотитовый гранит. 2. Татарский аплит. 3. Татарский биотитово-роговообманковый гранит с 10% окиси хрома. 4. Роговообманковый банатит. 5. Пироксеновый банатит. 6. Пироксеновый монцонит. 7. Роговообманковый пироксенит. 8. Рязанский роговообманковый банатит. 9. Хлоритовый адамеллит. 10. Питский гранит. 11. Питский порфировый гранит. 12. Ангарский биотитовый гранит. 13. Ангарский мусковитовый гранит.

Особенно мало ясна генетическая связь между щелочными породами и другими; вообще они встречаются спорадически, частью в областях развития преобладающих щелочноземельных магматических пород.

Мейстер считает возраст щелочных и щелочноземельных пород одновременным, а щелочные породы — продуктом диференциации той же магмы, как и породы щелочноземельные.

Он указывает на то, что, хотя гранитные магмы интрудировали в районы развития известняков, они их не ассимилировали и не обогатились CaO.

Для Енисейского массива характерно присутствие магмы щелочного, натрового характера, резко отличной от щелочноземельной и представленной породами как глубинными — щелочным гранитом, щелочным сиенитом, типа умптекита, нефелиновым сиенитом, так и

Таблица 187

Химический состав щелочных пород Енисейского горста

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	72,60	0,07	12,63	1,50	1,68	0,11	0,86	5,16	4,21
2	72,68	—	15,59	0,45	0,06	Следы	1,02	5,15	4,13
3	70,12	—	16,65	0,37	0,0	0,0	1,21	4,91	4,41
4	70,77	—	15,80	0,86	2,74	0,52	0,25	5,03	2,70
5	58,77	1,11	17,62	3,40	2,37	1,76	1,28	7,69	4,19
6	63,06	—	16,23	5,63	0,65	0,29	0,49	6,80	5,80
7	57,82	0,27	20,87	0,89	1,54	0,79	1,13	10,18	4,71
8	79,18	—	10,20	0,90	2,26	0,91	0,31	2,30	1,53

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,15	9,1	4,2	1,9 : 1	81,0	16,0	0,0	4,0	6,5
2	0,9	8,1	4,0	1,9 : 1	80,0	17,2	2,3	0,5	6,5
3	0,9	7,1	3,6	1,7 : 1	79,0	17,1	2,6	0,3	6,3
4	1,0	7,4	3,7	2,8 : 1	75,6	14,2	0,4	3,4	7,4
5	1,4	5,1	2,1	2,8 : 1	68,0	11,6	0,3	8,1	7,3
6	1,0	5,3	2,7	1,9 : 1	72,5	14,9	0,0	5,1	6,5
7	1,3	4,8	2,2	3,3 : 1	67,0	15,5	0,0	4,5	7,7
8	1,2	13,2	6,1	2,3 : 1	79,9	11,5	0,7	7,9	6,9

№ анализа	al	fm	c	alk	si	k	mg	c/fm
1	39,5	14,8	5,0	40,7	387	0,35	0,06	0,34
3	51,9	1,8	6,3	40,0	364	0,37	0,0	0,30
4	47,0	18,5	1,5	33,0	356	0,26	0,21	—
5	35,6	25,3	4,6	34,7	206	0,27	0,35	0,18
6	37,0	21,8	2,1	39,1	245	0,35	0,07	0,09
7	42,4	9,1	4,1	44,4	200	0,23	0,00	0,45
8	44,6	29,0	2,6	23,8	580	0,31	0,21	—

1. Натровый гранит. 2. Мусковитовый гранит. 3. Альбитовый аплит. 4. Кератофир. 5. Умптекит. 6. Сельфсбергит. 7. Нефелиновый сиенит. 8. Кератофир.

жильными породами — кварцевыми кератофирами, альбититами, сельфсбергитами.

Эта группа, хотя и разбросанная по массиву, очень мало по существу еще в петрографическом отношении изученному, представляет как бы одно целое, судя по данным перечисления анализов и

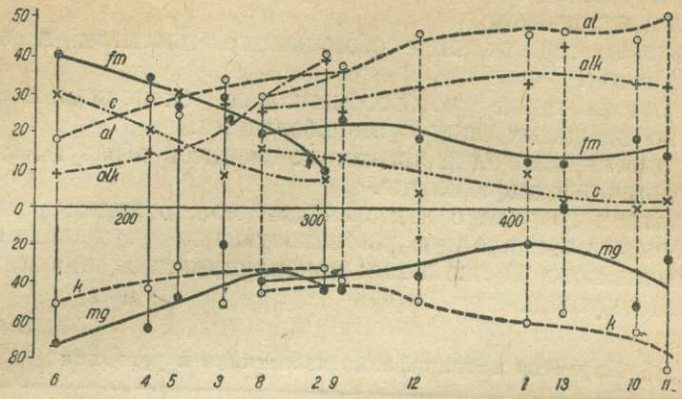


Рис. 162. Вариационная диаграмма (по Ниггли) кислых магматических пород Енисейского кряжа. *1—13.*

по приложенной таблице состава щелочных пород Енисейского массива.

Совершенно особняком стоят породы щелочноземельной магмы с представителями всех видов глубинных и излившихся пород от основных до кислых.

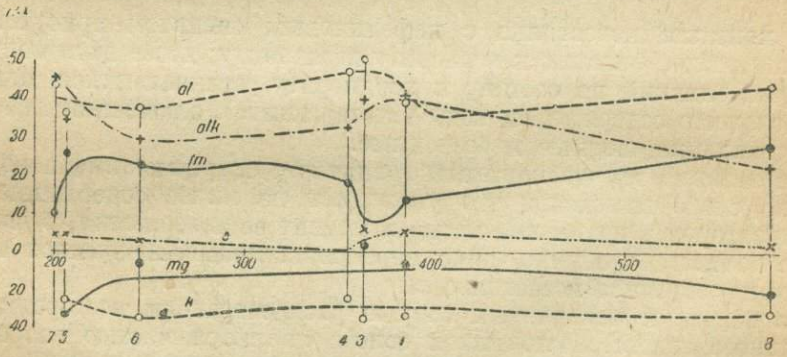


Рис. 163. Вариационная диаграмма щелочных пород Енисейского кряжа. *1—7.*

Судя по диаграмме, составленной по данным перечисления, по Ниггли (рис. 162, 163), имеются породы крайне разнообразного генезиса; считать их производными одной магмы затруднительно; скорее всего имелось по крайней мере две магмы, давшие начало этим породам; кроме того, диференцировались и занимали свое место как сами магмы, так и продукты их диференциации в различное время, т. е. мы имеем здесь по крайней мере три, наложенные одна на другую петрографические провинции, из которых одна щелоч-

ная, другие две щелочноземельные. Пока разрешить вопрос об относительном возрасте и взаимоотношениях этих провинций далеко нелегко.

Контактовый метаморфизм. В контакте с гранитами глинистые сланцы обогатились биотитом, мусковитом, пеннином, хлоритом, андалузитом, силлиманитом, гранатом, турмалином, возможно кордиеритом и цоизитом.

Кварцитовые сланцы чаще обогащаются цоизитом и эпидотом, также титанитом.

Встречаются также роговообманковые сноповидные сланцы, сходные по внешнему виду с амфиболитами.

В результате изменений авгитовых сиенитов образуются местами также и типичные амфиболиты.

В контактах гранита с известняками можно видеть, что известняк преобразуется в плотную роговиковую породу, главными составными частями которой являются: моноклинический пироксен, гранат и лучистый везувиан.

Таблица 188

Характер метаморфизма известняка в роговики

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	23,66	5.48	2,12	0,00	4,39	39,71	0,00	0,00
2	38,28	14,92	0,27	3,20	5,21	20,52	0,65	3,02

1. Известняк вдали от контакта. 2. Силикатный роговик в контакте с гранитом.

В контакте известняка с нефелиновым сиенитом присутствует ряд минералов, близких к вернериту и галениту; далее дюдюмолит — минерал, близкий по составу к кордиериту, отличающийся, однако, от последнего содержанием воды («татарскаит»), алюмосиликаты магния и кальция, водные и безводные.

Характерно то, что контакты гранитов с окружающими породами обычно слабо изменены, что указывает на малое содержание минерализаторов в гранитной магме в момент ее извержения, в частности в контакте с обычно легко перекристаллизовывающимися и метаморфизующимися известняками.

Из полезных ископаемых широко распространены месторождения россыпного золота. Источником золота являются частью кварцевые жилы, частью и другие породы, прорезанные балками.

Согласно Ячевскому, источником коренного золота является гнейсо-гранитная толща; каждая следующая толща, начиная с тейской, обогащается золотом за счет более древней. Заключение Мейстера, исходящее из его работы, то, что а приори наиболее богатыми золотом являются кварцевые жилы, жирноватые на-ощупь, покрытые красновато-золотистым налетом, полупрозрачные; могут быть и ошибки: чисто белые жилы также иногда могут содержать золото. Наиболее надежными являются кварцевые жилы, выполняющие сбросовые трещины.

По мнению Николаева (В. М. Крейтер, 1933), обогащенные

золотом гранитные «верхушки» смыты, т. е. мы имеем дело здесь с эндобатолитовой областью Эммонса (1927); следовательно, делается весьма проблематическим, как указывает Крейтер, обнаружение промышленных месторождений золота и тем более полиметаллических руд.

Если же принимать возраст гранитных интрузий как более молодой, можно делать и более оптимистические прогнозы, в особенности в районе слияния рр. Енисея и Ангары, где имеется небольшое Каргинское месторождение серебро-свинцовых и серебро-медистых руд.

Вообще же в данной области рудные месторождения, как и золотые, должны быть приурочены к интрузиям гранитов и к зонам смятия. Помимо возможности нахождения новых месторождений свинцово-серебряных руд имеются все основания считать, что в районе енисейского горста, на территории которого имеются не только сильно размытые массивы гранитов, но местами и массивы, размытые только в своей верхней части, могут встретиться также и разнообразные другие руды, в том числе руды вольфрама и олова, признаки которых в настоящее время местами обнаружены.

5. Минусинская котловина—Байкал (Саянский массив)

Саянская часть так называемого древнего темени Азии изучена хуже ряда других районов Восточной Сибири и Среднесибирской котловины, в особенности ее западная часть, как об этом можно судить по геологической карте Сибири (1922).

Как предполагает В. А. Обручев, на западе Саянской части темени нижний докембрий сохранился только в виде отдельных небольших участков. Несколько более значительные участки его имеются в восточной части и в области Монголии. Они представлены главным образом разнообразными гнейсо-гранитами и гнейсами с гранитными интрузиями. Главная часть Саянского массива образована сравнительно слабо метаморфизованными породами верхнего докембрия.

Область эта ограничивается на западе Минусинской котловиной, на севере — северной границей Саянского Нагорья.

В западной оконечности Саян развиты породы нижнего члена эозоя — серицито-хлоритово-альбитовые сланцы, в верхней — оолитовые и вонючие известняки и филлитовидные сланцы (измененные эффузивы). Те же две группы пород развиты и по восточному краю Минусинской котловины, причем здесь видную роль играют также и глинистые сланцы различной степени кристалличности, чередующиеся с разнообразными известняками, песчаниками, серыми вакками; развиты также граниты, разнообразные эффузивные породы, образующие то дайки, то покровы, в частности порфириты. Местами видную роль играют конгломераты. В районе Красноярска выступают кристаллические породы, возраст которых иногда сомнителен. В. А. Обручев, частью неуверенно, относит их к докембрию: таковы вонючие известняки, глинистые, глинисто-кварцевые, известковистые сланцы, среди которых рассеяны куполовидные интрузии гранитов, сопровождаемые их жилами; далее порфиры,

порфириты, диабазы, мелафиры, серпентиниты, роговообманковые сланцы.

В районе рек Маны, Бирюсы, Уды и других, далее на юго-восток, по направлению преобладающего простирания пород, развиты на западе сравнительно слабо метаморфизованные благодаря слабому развитию гранитных интрузий, на востоке значительно более сильно метаморфизованные глинистые и песчаниковые породы, частью также доломиты и известняки, переходящие в местах прорыва их гранитными и сиенитовыми интрузиями в разнообразные мраморовидные известняки, графитовые известняки, офикальциты, тальковые, роговообманковые, известково-слюдистые и иные сланцы. Эти метаморфизованные породы развиты в особенно крупных массах, отличающихся особенно значительной золотоносностью, где одновременно развиты граниты, сиениты, частью также диабазы, габбро, разнообразные, частью слюдоносные, пегматиты (верховья Бирюсы, Маны, Каны) и др.

В Тува-Тувинской республике, расположенной в Западной части восточных Саян, развиты разнообразные кристаллические породы, гранито-гнейсы и гнейсы, различного рода метаморфические сланцы, в частности тальковые и хлоритовые, местами также глинистые сланцы, известняки, роговики; видную роль в ряде мест играют порфириты и их туфы. В большом количестве имеются интрузии разнообразных гранитовых магм, а также основных и ультраосновных. Граниты местами, например, в области водораздела между Большим и Малым Енисеем, в восточной части Тува-Тувинской республики, образуют огромных размеров батолит; гранит мясокрасный, аналогичный тому, интрузии которого развиты также в области Саянской складчатости в Тункинских и Китойских Альпах, далее на востоке.

Местами развиты диабазы, мелафиры и их туфы, также порфириты и их туфы. Излияние эффузивных пород приурочено к дислокационным трещинам северо-восточного простирания.

Ультраосновные породы представлены часто гарцбургитами, в значительной степени серпентинизированными, местами и совершенно свежими. Серпентиниты местами прорезаются эффузивными породами. К перидотитово-серпентиновым полосам приурочены многочисленные месторождения асбеста, хризотилового асбеста, из которых особенно крупным является Ак-Тавинское, расположенное в западной части Тува-Тувинской республики и на левом берегу р. Кемчика, левого притока Енисея, с крупными запасами асбеста, достигающими 750 000 *т*. (Н. Д. Соболев, 1934). По своему геологическому строению, контактным явлениям (пренитизация, оталькование и т. д.) и генезису оно чрезвычайно сходно с Абзаковским месторождением хризотил-асбеста на Урале, отличаясь большим содержанием хризотила.

Согласно Н. Д. Соболеву, область развития ультраосновных пород тянется узкой полосой, начиная от верховьев р. Чу к югу от Минусинска, через всю Тува-Тувинскую республику вплоть до Китойских Альп с Ильчирским месторождением асбеста; кроме того, имеются отдельные участки с ультраосновными породами и вне этой узкой полосы.

В восточной части Саян развиты, в частности в Китойских Аль-

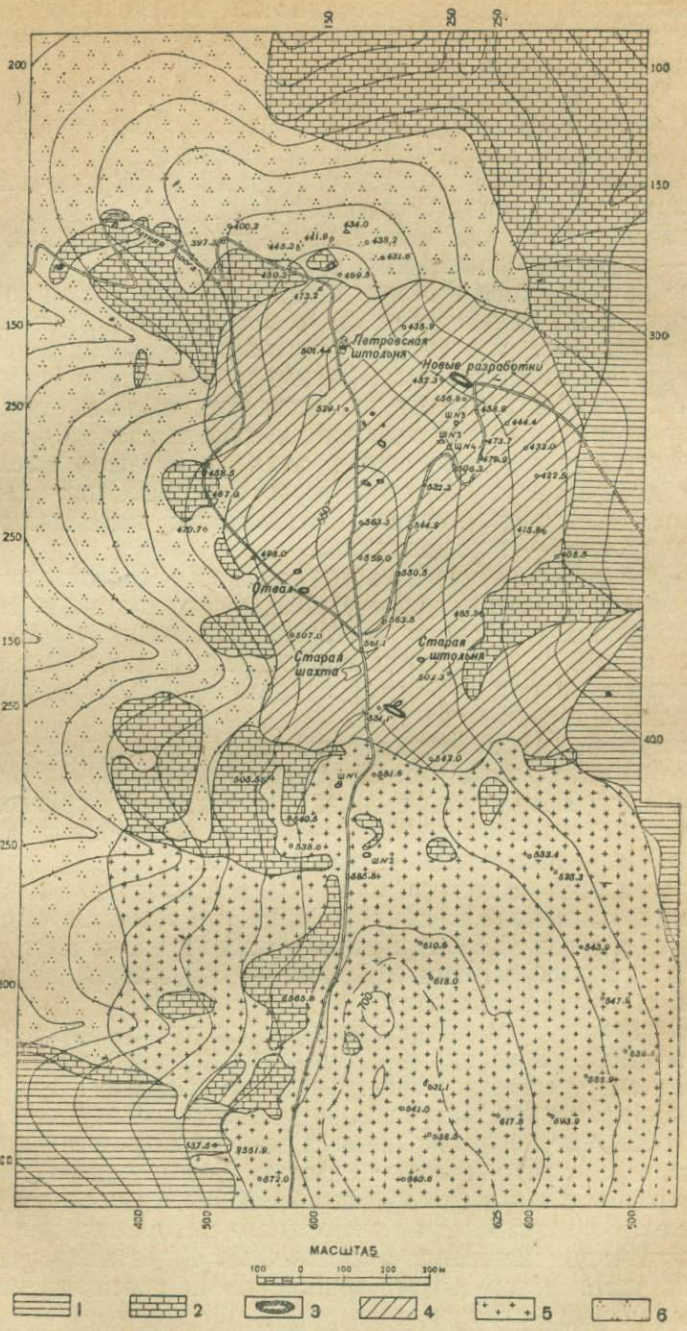


Рис. 164. Геолого-петрографическая карта Батогольского гольца (по Б. П. Некрасову, 1927).

1—кристаллические сланцы; *2*—известняки; *3*—графит; *4*—лейкократовые нефелиновые сиениты; *5*—пироксеновые нефелиновые сиениты; *6*—плагиоклазовые сиениты.

пах (гольцах) и Тункинских Беликах, породы эозоя, представленные глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, с многочисленными гранитными интрузиями, метаморфизовавшими иногда в значительной степени эти породы.

В. А. Обручев высказывает предположение, что область развития нефелиновых сиенитов с графитами Батогольского гольца, Ильчирский перидотитовый район с асбестами Верхнего Китоя, район развития нефритов р. Белой, золотоносные россыпи Бирюсы и Каны подчинены эозою и прорваны рядом интрузий.

Простирание западной части Саян — востоко-северо-восточное, восточной — западо-северо-западное и западное.

Лучше изучена, хотя в общем очень слабо, восточная часть Саян, где в южной части их развиты сильно метаморфизованные породы — гнейсы, кварцитовые, хлоритовые, биотитово-роговообманковые и другие сланцы, относимые обычно к докембрию; согласно Крейтеру, Падурову и Головачеву, возраст их, возможно, палеозойский. Вообще о возрасте этих пород пока приходится говорить только условно.

В петрографическом отношении особенно большой интерес представляют два района, генетически резко отличные, несколько лучше изученные, чем другие, именно: Батогольский нефелиново-сиенитовый и Ильчирский — перидотитовый.

Нефелиново-сиенитовый район Батогольского гольца обратил внимание петрографов благодаря присутствию связанного с нефелиновыми сиенитами месторождения чешуйчатого графита, открытого в 1838 г., разрабатывавшегося с 1847 по 1861 г. французским промышленником Алибером и снова приобревшим промышленное значение с 1925 г. (рис. 164).

Нефелиновый район Батогольского гольца находится на расстоянии около 440 *км* к западу от Иркутска и около 150 *км* от ст. Зима к югу от нее. Батогольский голец представляет округлой формы возвышенность размером $4 \times 1{,}5 - 2$ *км*. Абсолютная высота его около 2 200 *м*, относительная — около 500 *м*.

В окрестностях Батогольского гольца развиты докембрийские образования, сложенные в складки, причем в северной части района преобладающую роль играют кристаллические известняки, переслаивающиеся с разнообразными сланцами — слюдяными, кремнистыми, глинистыми, также хлоритовыми.

Докембрийские породы прорваны двумя массивами микроклинового гранита. В районе р. Ермы развиты также частью биотитово-пироксеновые или биотитово-гранатовые гнейсы.

Крупные гранитные интрузии, в частности образующие крупный Буруктуйский массив, располагаются на северо-востоке района и соприкасаются с северо-восточной частью Батогольского гольца, где они прорывают свиту метаморфизованных осадочных пород и лишь в одном месте соприкасаются с нефелиново-сиенитовым массивом.

Нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами сложена значительная часть Батогольского гольца, в частности его вершина и значительная часть склонов.

Нефелиновый сиенит отличается большим непостоянством химического и минералогического состава и структуры; в ряде мест он сменяется щелочным, также непостоянного состава, сиенитом. На всем протяжении развития нефелиновых и щелочных сиенитов на-

Химический состав щелочных пород Батогольского гольца

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	58,66	Следы	23,59	Следы	1,26	Следы	1,09	11,87	2,46
2	50,02	„	13,76	6,51	8,28	13,84	Следы	6,13	0,67
3	55,79	„	20,52	1,89	3,85	0,40	8,41	8,12	0,65
4	54,16	—	23,28	0,49	2,75	2,58	8,45	6,58	0,64
5	49,75	—	10,15	3,00	4,87	7,03	5,86	5,13	1,12
6	54,09	—	21,60	0,92	4,07	4,16	6,39	6,59	1,42
7	43,81	—	14,88	3,31	12,16	0,88	13,47	6,50	2,05
8	69,23	—	14,13	0,67	3,26	0,92	2,29	3,56	4,15
9	69,56	—	15,47	0,48	2,77	0,62	1,97	3,79	3,69
10	73,04	—	21,60	0,27	0,81	0,30	1,62	4,11	0,50
11	68,44	—	14,13	0,64	3,09	0,84	2,25	3,14	3,65

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S
1	1,10	4,2	2,1	5,8 : 1	66,7
2	2,5	4,7	1,7	1,3 : 1	52,9
3	1,6	4,4	1,9	1 : 1,6	64,6
4	1,6	3,2	1,7	1 : 2,3	60,1
5	2,9	7,0	2,4	1 : 2,6	59,5
6	1,8	4,1	1,7	1 : 2,3	59,4
7	3,4	4,4	1,4	1 : 3,4	48,8
8	1,5	8,1	3,6	1 : 1	76,5
9	1,2	7,5	3,5	1,1 : 1	76,6
10	0,6	5,7	3,2	1,2 : 1	78,5
11	1,3	8,0	3,7	1 : 1,1	77,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*c/fm*
1	47,3	3,6	4,1	45,0	200	0,12	1,1
2	17,3	69,3	0,0	13,4	106	0,06	0,0
3	34,9	15,3	26,0	23,8	161	0,05	1,7
4	37,4	19,6	24,7	18,3	137	0,05	1,25
5	17,2	48,6	18,0	16,2	142	0,12	0,37
6	34,1	28,0	18,4	19,5	145	0,12	0,66
7	19,4	31,4	32,3	16,9	98	0,17	1,03
8	38,5	21,5	11,5	28,5	322	0,43	0,53
9	43,7	17,2	10,4	28,7	334	0,39	0,60
10	63,2	6,9	8,7	21,2	362	0,07	1,26
11	40,9	21,1	11,6	26,4	337	0,43	0,54

1. Пироксеновый нефелиновый сиенит. 2. Эндоконтактный нефелиновый сиенит. 3. Контактный диорит. 4. Нефелиновый сиенит. К северо-западу от шахты, на вершине гольца. 5. Нефелиновый сиенит с Крестовой горы (15% пироксена и 20% биотита). 6. Пироксеновый нефелиновый сиенит. 7. Меланократовый пироксеновый нефелиновый сиенит. 8. Биотитовый гранит северо-восточного отрога Батогольского гольца. 10—11. Биотитовый гранит Буруктуйского массива.

блюдаются глыбы различной величины кристаллического известняка в магматической породе, причем известняки представлены то серыми плотными, то белыми кристаллическими разностями; в отдельных участках видны крупные кристаллы кальцита, нередко также и волластонита; вместе с волластонитом видны многочисленные чешуйки графита и скопления их. Иногда попадаются также глыбы кварцитов и сланцев.

Согласно Куплетскому, особенно детально описавшему магматические щелочные породы Батогольского гольца, преобладающую роль играет пироксеновый нефелиновый сиенит. Он далеко неоднороден, но, как это чрезвычайно характерно и для ряда других нефелин-сиенитовых массивов, содержит крайне разнообразные относительные количества минералов и дает разнообразные типы нефелинового сиенита — от меланократового до лейкократового (фельдшпатолита). Для Батогольского нефелинового сиенита характерно присутствие в нем первичного кальцита и бедность его мафическими минералами; то же характерно и для щелочных сиенитов гольца.

На самой вершине гольца, где расположена графитовая шахта, несколько ниже по склону выступают более светлые биотитовые нефелиновые сиениты; окраска этих пород становится желтоватой благодаря присутствию желтого канкринита, частью замещающего нефелин. Нередко среди канкринита попадаются также синие зерна содалита. Характерно то, что с присутствием участков биотитовых нефелиновых сиенитов связано распределение графитовых скоплений в нем. Иногда присутствуют зерна циркона.

Калиевый полевой шпат нефелиновых сиенитов представлен микроклин-пертитом, частью ортоклазом; плагиоклаз № 10—12; нефелин в биотитовых разностях присутствует частью в виде идиоморфных зерен, иногда отсутствует, в особенности на Крестовой горе.

Пироксен принадлежит геденбергитовому ряду; N_g темнозеленый, N_m зеленовато-бурый, N_p желто-бурый; $c : N_g$ до 41°, по краям спускается до 17°, что указывает на присутствие в нем эгириновой молекулы. Иногда он полностью замещен эгирин-авгитом. Кроме того, присутствуют: биотит, канкринит, бурый и зеленый амфибол, графит, магнетит, циркон, титанит.

Первыми выделяются: магнетит, титанит и пироксен, позже графит, кальцит (последний продолжает кристаллизоваться до конца), биотит еще позже нефелин, далее микропертит, альбит и последним канкринит. Содалит всегда образуется среди зерен канкринита и нередко замещается табличками мусковита и цеолитов; характерно выделение также и чешуек железного блеска.

Нефелиновые сиениты в основании Батогольского гольца отличаются резко выраженным меланократовым характером в связи с обилием пироксена (геденбергита) при одновременном, крайне непостоянном минералогическом составе; меланократовые шлировидные участки неоднократно сменяются участками лейкократовыми. В контактной зоне среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз, в значительной степени основной (№ 28—32), иногда зональный, с новообразованиями агрегатов скаполита; калиевые полевые шпаты играют подчиненную роль; далее присутствуют: нефелин кальцит, геденбергит-акмит, гранат, бурый амфибол, иногда в пегматитовом срастании с пироксеном.

Разнообразие минералогического состава отражается также и на химическом составе этих пород (рис. 165).

Б. П. Некрасов (1928) выделяет в сущности те же типы нефелиновых сиенитов, как и Куплетский: 1) лейкократовые разности нефелиновых сиенитов выступают в северном конце гольца; 2) обогащенные пироксеном разности с заменой калиевого полевого шпата плагиоклазом, с трахитовидной структурой, занимают западный склон гольца; 3) лейкократовые нефелиновые сиениты с канкринитом и содалитом присутствуют на пониженной площадке у шахты; 4) меланократовая разность около той же шахты.

Щелочные магмы Куплетский считает производными той же магмы, которая дала и граниты, образующие Буруктуйский и другие массивы, а Батогольский массив с нефелиновыми и щелочными сиенитами рассматривает как громадное контактное образование между магмой и известняками; против самостоятельности этих сиенитов говорят их сравнительно незначительные размеры; большое значение при дифференциации первичной магмы имели газообразные вещества, в том числе хлор, присутствующий в содалите, углекислота и вода; эти вещества сконцентрировались в той части первичной магмы, которая обособилась в виде вторичной нефелин-сиенитовой магмы.

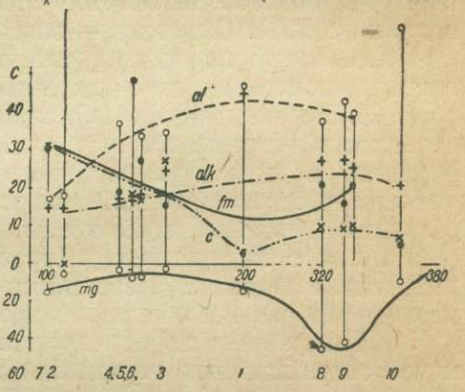


Рис. 165. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Батогольского гольца, *1—10*.

Пегматитовые образования имеются также и в районе Батогольского гольца; они приурочены к нефелиновым сиенитам; в них присутствует плавиковый шпат в виде сплошных выделений, до 0,5 *см* в поперечнике, среди биотита и пироксена.

В контактной зоне образуются мощные выделения волластонита, довольно обильные выделения черного граната, крупные и мелкие зерна кальцита. К контактным минералам относятся в отдельных случаях также графит и канкринит.

Контактные минералы образуются за счет привноса натрия (нефелин, альбит, канкринит), калия (ортоклаз, микроклин), железа (магнетит, пирротин, железистый пироксен, гранат), титана (титанит), небольшого количества циркония (циркон); среди летучих компонентов было довольно много серы (сернистые минералы, в том числе медный колчедан), фосфора (апатит), хлора (содалит) и фтора (плавиковый шпат).

Образование графита связано с преобразованием кристаллического известняка, судя по тому, что преимущественно образуются почти чистые каемки чешуйчатого графита по контакту между нефелиновым сиенитом и известняком, иногда мощностью 20—50 *см*; частью же графит от крупночешуйчатого до мелкочешуйчатого, почти плотного образует отдельные штоки и гнезда в нефелиновом сиените, до 2—25 *м* в поперечнике. Таковы Корнельевский шток, наиболее

крупный, с графитом, содержащим около 67% углерода, меньших размеров Некрасовского штока; имеются полосы нефелинового сиенита, обогащенного графитом, с содержанием углерода около 40%.

В районе верхнего течения р. Ермы имеются небольшие месторождения графита, приуроченные к метаморфизованным осадочным породам, явно органогенного происхождения. Пока они не имеют практического значения.

Ультраосновные породы. Ультраосновные породы с Ильчирским месторождением асбеста развиты в области Китойских Альп.

Эти породы занимают довольно значительную площадь, прослеживаясь, по данным Гокоева (1932), на протяжении до 70 *км* прерывистой полосой, вытянутой с запада-юго-запада на восток-северо-восток; по В. А. Обручеву, — возраст их эозойский.

Полоса этих пород приурочена к метаморфизованной осадочной свите, состоящей из вонючих известняков, известковистых филлитов, по В. Н. Лодочникову (1916), также хлоритовых сланцев. Прослойки известняка встречаются и в районе самого ультраосновного тела. Вершины в данном районе часто плоские, прикрытые шапками из уцелевших от размыва покровов излившихся пород, главным образом базальтов, вероятнее всего третичных.

Наряду с интрузиями ультраосновных пород имеются также и интрузии гранитные. Известняки в контакте с гранитами частично метаморфизованы и обогащены тремолитом.

Ультраосновные породы представлены породами, частью более или менее сохранившими первичный характер, в частности слабо озмеевикованными перидотитами, сменяющимися яркозелеными среднезернистыми энстатит-оливинитами, местами содержащими хромит. Встречены также пироксенитовые жилки, также и тремолитовые. Энстатитовые оливиниты занимают центральную часть ультраосновного массива. Перидотиты представлены гарцбургитами, образованными крупнозернистым агрегатом ромбического пироксена, оливина и незначительного количества хромита; при озмеевиковании они дают антигорит.

Участки измененных ультраосновных пород представлены частично плотными и зелеными змеевиками (серпентинитами), состоящими частью из антигорита с магнезитом. Тесно связаны с ними лиственниты, от крупно- до мелкозернистых, зеленовато-желтые и синевато-серые породы, состоящие из карбоната и кварца, иногда также из карбоната, талька и магнетита.

Характерно также присутствие среди змеевиковых и периодитовых пород пород везувиано-пироксеновых, частью очень плотных, образующих продолговатые гнезда или линзы среди змеевиков; они состоят из везувиана, граната, пироксена или цоизита и носят характер скарновых образований.

К змеевикам приурочено крупное так называемое Ильчирское асбестовое месторождение; изучавший его Лодочников указывает на присутствие здесь трех типов асбеста: 1) асбест, приуроченный к пятнистым змеевикам; волокна его короткие, редко достигают 1,25 *см* длины, 2) асбест в зеленоватых змеевиках — хрупкий, длинноволокнистый; волокна располагаются параллельно стенкам трещины; он более хрупок, чем 3) асбест, присутствующий в синеватом

змеевике, где бесцветный и матовый асбест обладает волокнами длиной до 3,75 *см*.

Месторождение было разведано, и установлено, что в нем запасы асбеста составляют до 180 000 *т* (по данным, приведенным Соболевым, 1933).

Согласно Соболеву, в районе восточной части Саян имели место складчатые процессы: сначала байкальской складчатости с северо-восточным направлением, затем саянской — с северо-западным направлением. Первая интрузия гранитов, представленных теперь гранито-гнейсами, имела место к моменту байкальской складчатости или промежутку между байкальской и саянской складчатостями. Они образуют крупные массы между Оспой, Иркутом, Хорогом и Окой. В послесаянское время образовались интрузии перидотитовых магм, носивших характер пластовых интрузий. Характерно то, что перидотитово-дунитовая магма, интрудируя в известняки, не ассимилировала их и очень слабо их метаморфизовала.

Мощность пластовых интрузий перидотитово-дунитовых магм 1—3 *км*; они прослеживаются на десятки километров.

После интрузии перидотитовой магмы внедрялась базальтовая магма, давшая начало диабазам.

После окончания саянской складчатости имели место эрозия и образование пенеплены, а затем новая вторая гранитная интрузия, энергично инъекцировавшая осадочную толщу, метаморфизовавшая ее и серпентинизировавшая перидотиты. Она же ассимилировала известняки и в районе Батогольского гольца дала начало щелочным магмам, в частности нефелиновым сиенитам.

С ними же связаны и разнообразные породы, частью пересекающие перидотитово-серпентиновые породы, представленные жилами кварцевого порфира, альбитофира, аплита, гранит-порфира, связанных друг с другом переходами. Ко времени поднятия гранитного батолита относятся также сильнейшая эрозия и излияние огромных масс базальтовой магмы, покрывших денудированную поверхность и затем сохранившихся только в наиболее высоких местах района.

После излияния базальтовой магмы имело место оледенение.

Восточные и в особенности Западные Саяны в петрографическом отношении изучены чрезвычайно слабо; по существу дана лишь очень краткая, но довольно полная характеристика одного района Батогольского гольца (Куплетский, Некрасов, Орешкин). Следует пожалеть, что посещавшие трудно доступные места с ультраосновными породами петрографы не опубликовали собранный ими материал и не дали результатов их химических анализов. Поэтому тем более интересны сведения В. М. Крейтера (1933), использовавшего для своей работы как опубликованный, так и новейший рукописный материал.

Основная эпоха складчатости в Восточных Саянах определяется то как каледонская (Ю. М. Шейнман), то как герцинская (Львов, 1930). Так как в Восточных Саянах отсутствуют средние и верхние палеозойские породы, правильнее мнение Шейнмана. Возможны и более древние складчатые процессы. Молодые альпийские дислокации выражены довольно ясно в области северного края Саян и в Саянском наторье.

Магматические породы, играющие крупную роль в Восточных Саянах, вероятнее всего, в ряде случаев обладают докембрийским возрастом, главная часть их, по В. М. Крейтеру, возможно, образовалась в каледонское время. Интрузии, как указано выше, представлены главным образом кислыми магмами и только местами в Саянах мощно развиты также и габбро-перидотитовые и основные щелочные интрузии.

Рудных месторождений очень мало.

Траппы встречаются в ряде мест в виде пластовых интрузий (пластовых жил), которые в 120 *км* от Нижнеудинска, ниже по течению р. Уды, вызвали медное оруденение в так называемом Федоровском месторождении. Такое гидротермальное месторождение вряд ли может обладать крупными размерами. Если же оно связано с кислыми магмами, что вполне возможно, то месторождение имеет надежды на большое значение, так как в таком случае, по В. М. Крейтеру, оно окажется сходным с джезказганским или катанта-родезийским типами.

В южной части Восточных Саян зарегистрировано лишь очень ограниченное число месторождений, имеющих пока по большей части только минералогическое значение (медь, свинец); имеются указания на наличие местами и признаков никеля (район Ильчирского месторождения, также по р. Оноту, по правому берегу р. Оки). Базальты (траппы) пользуются в Восточной части Саян довольно широким распространением, образуя огромные покровы как в тольцовой части Саян, Тункинских и Китойских Альп, так и в Ниловском хребте и других районах, как например в Тункинской котловине. Крайним восточным выходом базальтов, согласно Львову, является долина р. Иркута. Местами они спускаются почти до уровня долины р. Иркута, залегая при этом иногда на поддонной ледниковой морене.

Извержения базальтов начались в юрское время и закончились в современный период, достигнув максимума во время альпийской складчатости.

Из полезных ископаемых, кроме полиметаллических руд, имеются признаки, но не богатые, золота, содержащегося в коренном виде в кварцевых жилах. Наиболее золотоносны пронизанные кварцевыми жилами зеленокаменные породы. Кварцевые жилы бедны золотом и легко выклиниваются.

Найдены были признаки платины (аваруит) и несколько зернышек платины в связи с оливиновыми породами. Платина обнаружена в районе р. Джиды, в Бирюсинском золотоносном районе и в Удинском крае, в районе наибольшего распространения змеевиков. Имеется ряд месторождений нефрита, приуроченного к областям развития серпентина; валуны его известны по Китою, ниже устья Саган-Хара; так как они встречены в области развития нефритоподобных змеевиков, имеется надежда найти и коренные выходы нефрита в этом же районе; имеются валуны и, повидимому, коренные месторождения нефрита по р. Оспе. В узком ущелье Китоя, выше устья Эхэ-Года, Львовым в 1930 г. были найдены коренные выходы нефритоподобных змеевиков и в россыпи крупные валуны нефрита. По долине Китоя Львовым же открыто и другое коренное месторождение нефрита; нефрит обоих месторождений прекрасного зеленого цвета, обладает высокими промышленными качествами.

В контакте с нефритоподобными змеевиками Китоя залегают прожилки чистого яблочно-зеленого талька мощностью до 1,5 *м*.

С пегматитами тесно связаны месторождения мусковита; кроме Канского и Бирюсинского районов, где имеются промышленные месторождения мусковита, имеются также и неизученные: в Еловском отроге в 5 *км* от с. Гужир, на южном склоне Тункинских гор, в Саянах — в верховьи Большого Зингисана, в окрестностях Монды. В районе Еловского отрога встречаются крупные, до 20 *см*, кристаллы мусковита, превосходного качества, но редкие и тонкие, а потому не имеющие пока промышленного значения.

Имеются указания на присутствие месторождений графита, кроме Алиберовского, в ряде мест Архута, р. Оки и др.

6. Прибайкалье

Район Прибайкалья изучался значительно более детально, чем предыдущие части Восточной Сибирской платформы; поэтому сразу усложняется и геологическое строение района, становятся более разнообразными те горные породы, метаморфические и магматические, которые развиты здесь.

Для района р. Слюдянки и хребта Хамар-Дабан с его знаменитым месторождением флогопита П. П. Пилипенко (1930) перечисляет следующий сложный комплекс горных пород, которые были встречены им в этом районе.

А. Магматические породы

1. Основные магматические породы: габбро (пироксеновые и роговообманковые), габбро-нориты, кварцевые нориты и анортозиты.

2. Средние магматические породы: диориты, сиенито-диориты и гранодиориты (банатиты и монцониты).

3. Кислые магматические породы: граниты, аплиты и пегматиты.

Для всех этих магматических пород характерно то, что форма залегания всех трех групп жильная или жильно-пластовая.

Б. Кристаллические сланцы

Кристаллические сланцы частью очень сходны с магматическими породами и отличаются главным образом структурными особенностями. Среди них П. П. Пилипенко различает следующие шесть типов:

1) роговообманково-пироксеновые сланцы;
2) биотитово-роговообманковые гнейсы;
3) скаполит-пироксеновые сланцы;
4) биотитовые и биотит-гранатовые сланцы;
5) кристаллические известняки, среди которых он различает ряд разновидностей по цвету и по содержанию форстерита, байкалита, флогопита, пироксена и других;
6) кварц-диопсидовые и диопсидовые породы.

Породы, очень близкие к породам хребта Хамар-Дабан, описал несколько раньше финляндский петрограф Эскола (1921), изучив-

ший район Святого Носа, расположенный километрах в 250 от Слюдянки, в районе совершенно не изученного восточного берега Байкала, на север от Хамар-Дабана; здесь развиты:

1. Кристаллические сланцы кристаллической свиты: 1) вулканогенные (частью возможно плутогенные) — амфиболиты и очковые гнейсы; 2) седиментогенные — кристаллические известняки, амфиболиты, амфиболовые гнейсы и другие гнейсы, кварцитовые гнейсы.

К этой свите кристаллических сланцев приурочены древнейшие магматические породы — диориты и габбро.

2. Кристаллические сланцы метаморфической свиты, палеозойские породы; с ними связаны батолиты и другие абиссальные и гипабиссальные интрузивы — аплиты, пегматиты, лампрофировые жильные породы, граниты, гранодиориты, андрадитовые сиениты или святоноситы, диориты, габбро, горнблендиты.

3. Третичные образования — базальты.

Здесь развиты разнообразные пегматиты, частью нормальные, частью контактные, именно вблизи известняков они диопсидовые, вблизи амфиболитов и роговообманковых гнейсов — роговообманковые; последние с большим содержанием ортита; такие же пегматиты встречаются и на Хамар-Дабане.

Согласно Гаврусевичу, от Хамар-Дабана и Слюдянки тянется одна и та же геохимическая полоса, того же типа, проходящая по восточному берегу Байкала через оба исследованные района. Исследования Гаврусевича (1933) подтвердили это. На р. Турке им установлена такая последовательность образования горных пород:

1. Древняя, сильно метаморфизованная осадочная свита.

2. Интрузия крупнозернистого гранита с сильной инъекцией, давшей начале мигматитам, аналочиным тем, которые наблюдаются на Украине. Инъекция сопровождалась многочисленными аплитовыми и пегматитовыми жилами, вполне аналогичными тем, которые имеются на Хамар-Дабане, на р. Слюдянке.

Возраст их Гаврусевич, по аналогии с Финляндией, устанавливает, как соответствующий нижней части среднего докембрия и аналогичный интрузиям постботнического гранита Финляндии и Днепровской интрузии Украины; это не согласуется с мнением М. М. Тетяева, который относит образования данного района (1923/24) к каледонскому и даже альпийскому (от мезозоя до кайнозоя) орогенезу.

Гаврусевичем установлено присутствие здесь разнообразных магматических пород; установлены также чрезвычайно интенсивные явления инъекции с образованием ксенолитов, мигматитов и т. д. Состав мигматитов разнообразен: имеются плагиоклазово-роговообманковые, роговообманково-биотитовые, с плагиоклазом № 45, роговообманково-гранатовые и иные; в общем представлены все те типы пород, которые характеризуют анатексис Седергольма, так ясно представленный в Фенноскандии и в большом числе мест на Украине.

Магматические породы разнообразны — от габбро до гранитов; среди последних порфировидный гранит, типа гранодиорита, резко отличен от типа аляскитовидного, который в других частях Забайкалья относится к более юным интрузиям.

Элементы, характерные для пегматитов Турки, следующие: O, Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, H, F, U (?), Th, TR, Zr, Ta, Nb, Ti, B, S, Mo.

Гаврусевич на основании изучения пегматитов Турки говорит о наложении здесь двух пегматитовых геохимических зон одна на другую — одну времени нижней части среднего докембрия, редкоземельную и другую — времени верхней части среднего докембрия — мусковитовую, аналогичную мусковитовым пегматитам Мамы. Аналогичные граниты, сильно инъецирующие и сами в смеси с инъецированными породами, преобразующиеся в мигматиты и другие типы пород анатексиса, содержат те же два типа пегматитов и выступают в районе Лиственичной, у устья Ангары как по правому берегу ее, у Байкала около ст. Байкал, так и по левому берегу и далее на северо-восток по берегу Байкала. Здесь также присутствует флогопит, диопсид и ряд других минералов слюдянского типа, также оранжит и другие редкоземельные минералы.

Большую роль в составе кристаллической свиты района, прилегающего к Байкалу как с запада, так и с юго-запада и северо-запада, играют крайне разнообразные кристаллические сланцы, среди которых Свитальский, как и Мейстер, различает ряд типов.

Ясную картину состава и генезиса кристаллических сланцев, развитых в Прибалтийском районе как в юго-западной части его, так и далее на северо-восток, в районе Баргузина и верховьях Витима, районы рек Ципикана, Муи, Уссоя, М. и Б. Амалата дали Н. И. Свитальский (1915), Ю. И. Половинкина и Свитальский (1931) и А. К. Мейстер (1915).

Именно ими, и в первую очередь Н. И. Свитальским, установлено, что применение схемы Гольдшмидта к выяснению генезиса метаморфических пород приносит огромную пользу. Ими всеми установлено, что в данном районе видную роль играют породы, в состав которых, по Мейстеру, входят такие типы минералов и группы их:

Дистен.
Гранат, дистен, кордиерит.
Гранат, дистен, силлиманит, кордиерит.
Гранат, дистен.
Гранат.
Кордиерит.
Гиперстен.
Гиперстен, пироксен, роговая обманка.

Все эти минералы входят в состав слюдяных сланцев в разнообразных относительных количествах вместе со слюдами, кварцем, частично полевыми шпатами и другими минералами.

Отличие выводов Н. И. Свитальского от выводов Гольдшмидта заключается в том, что Гольдшмидт принимал во внимание четыре компонента: кремнезем, глинозем, окись кальция и окись магния. Свитальский принял во внимание также закись железа (малоглиноземистый тип) и поэтому в классификацию его вошли такие сланцы, играющие в Прибайкалье видную роль, как ставролитовые, гранатовые, роговообманковые, пироксеновые и другие.

В районе, расположенном на северо-восток, докембрий петрографически изучен особенно детально, главным образом Свитальским (1915, 1932) и Половинкиной и Свитальским (1931), на обширной

территории к востоку от северо-восточного конца Байкала в районе рек Чины, Ципы, Ципикана, между Ципой и Муей вплоть до Витима, включая Южно-Муйский хребет.

Детальные петрографические исследования дают возможность установить развитие в этом районе трех групп пород:

1) инъекцированные сланцы,
2) нормальные кристаллические сланцы и
3) метаморфические сланцы.

Первая группа представлена частью роговиками, в значительной степени инъекцированными гранитной магмой на небольшой глубине.

Вторая группа представлена почти всеми классами Гольдшмидта. Характерные минералы для этих пород в данной области между северо-восточным концом Байкала и Витимом, Муей на севере и Ципой на юге следующие:

I класс:	помимо альбита, кварца, слюд-андалузит, силлиманит, ставролит, кордиерит, гранат и другие.
II класс:	более основной плагиоклаз, кварц, слюды-андалузит, силлиманит, ставролит, гранат и другие.
III и IV классы:	кроме плагиоклаза, кварца, слюд-кордиерит, гранат, амфибол, гиперстен, диопсид и другие.
V и VI классы:	плагиоклаз (андезин до анортита), кварц, биотит, диопсид, роговая обманка; присутствуют малоглиноземистые породы — амфиболиты, амфиболовые сланцы.
VII класс:	плагиоклаз (андезин, лабрадор), диопсид, эпидот, роговая обманка; присутствуют амфиболиты.
VIII класс:	гранат, пироксен; скаполит встречен только в районе р. Ципы.
IX—X классы	отсутствуют.

Кристаллические известняки то лишены примесей, то содержат кварц, мусковит, полевые шпаты, скаполит, роговые обманки, тремолит, пироксены и др.

Породы I — III классов — типичные продукты преобразования глинистых пород, породы VII — VIII классов — мергелистых и кварцитовых пород, связанных с известняками.

Метаморфические сланцы представлены мало измененными глинистыми сланцами и песчаниками, в зависимости от первичного материала, преобразованными то в серицитовые, то в хлоритовые сланцы и песчаники; имеются также и промежуточные породы того же типа.

Таким образом, начиная от юго-западного Прибайкалья и далее в северо-восточном направлении, по юго-востоку Байкала проходит до Витима между Муей и Ципой широкая полоса двух главных групп пород — сильно метаморфизованных кристаллических сланцев, представленных производными почти всех осадочных пород, главным образом глинистых, песчанистых, мергелистых и известковых и сильно метаморфизованных — глинистых и песчаниковых. Первые относятся Свитальским и другими к докембрию, вторые — к кембрию с вопросительным знаком.

Тот же характер носят породы и в районе юго-восточного побережья Байкала, на всем расстоянии от хребта Хамар-Дабан, через Баргузин до Ципы и северо-восточного конца Байкала и далее, с той разницей, что здесь, судя по данным коллективной работы Агафоновой, Белоусова, Перассе и Усатой (1933), мощно развиты докембрий-

ские граниты и гнейсы, слабокристаллические сланцы — отдельными островками. Как мы видели выше, Гаврусевич иначе трактует этот район, указанным коллективом петрографически к сожалению не описанный и, следовательно, генетически неохарактеризованный.

Те же нормальные кристаллические сланцы развиты и далее к востоку, почти до северо-западного склона Яблонового (Станового хребта), в Центральном плато Витимского нагорья (Мейстер и Половинкина, 1932).

Здесь, кроме двуслюдяных и иных гнейсов, присутствуют также гнейсы и сланцы с андалузитом, кордиеритом, силлиманитом (I и II классы), плагиоклазово-диопсидовые слюдяные сланцы; далее известняки с незначительной примесью силикатов и других минералов, частью сильно обогащенные тремолитом, кварцем, слюдой, также биотитово-эпидотово-актинолитовые сланцы; присутствуют также и метаморфические сланцы.

В районе этого же плато развиты мигматиты, но не типичные.

Контактно-измененные гранитом породы представлены местами авгито-гранатовым скарном с плагиоклазом, кальцитом, апатитом, также пироксенитами, как продуктами метаморфизации осадочных пород.

Этот комплекс близок к характерному для юго-восточного Прибайкалья.

В районе Витима, севернее р. Муи (район главным образом бассейна Мамакана, Северо-Муйского хребта) развиты, относимые Мейстером (1932) к докембрию, слюдяные сланцы, часто обогащенные рядом характерных минералов — кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, гранатом, иногда дистеном, эпидотом, цоизитом и др.

Развиты также слюдяно-полевошпатовые сланцы, переходные к гранитизированным сланцам и гнейсам, обычно расположенные по близости от гранитных массивов, местами также известняки, содержащие часто кварц, мусковит, биотит, титанит, роговую обманку, гранат, турмалин с переходом местами в известково-пироксеновые породы и амфиболиты. Витимские известняки обычно минерализованы очень слабо.

В районе Прибайкалья, от юго-западного конца Байкала до Витима, между Муей и Ципой, мощно развиты интрузии, главным образом гранитов и гранодиоритов наряду с рядом других пород, в том числе монцонитов, нефелиновых сиенитов, диоритов, габбро, местами также ультраосновных пород. Район нельзя назвать сколько-нибудь хорошо изученным, в виду колоссальных размеров пространства, занимаемого интрузиями и малого размера исследовательской работы.

В районе юго-западного Прибайкалья, в откосах Кругобайкальской железной дороги, около мыса Зобушка и далее, почти до Толстого мыса, выступают различные кристаллические породы, в числе которых имеются пироксеновые сланцы и среди них отдельные массивы магматических анортозитовых пород, также и гранитов; имеются переходы между пироксеновыми сланцами и анортозитовыми породами.

Окраска анортозитовых пород довольно светлая до темносерой; они массивны, иногда со слоистой структурой, зернисты, иногда порфировидны, с крупными кристаллами серого полевого шпата.

Структура их гипидиоморфная, частью переходящая в панидиоморфную, в последнем случае напоминает структуру некоторых роговиков. Катакластическая структура отсутствует.

Свитальский (1915) выделил здесь четыре типа этих пород, связанных друг с другом переходными типами: 1) гиперстеновый гранит, 2) монцонит, 3) анортозит и 4) габбро-норит.

В граните главную роль играют кварц, микролин (ортоклаз входит в состав только антипертита), андезин и частично минералы в поряде их образования — гиперстен, диопсид, зеленая роговая обманка и биотит.

Свитальский относит эту породу к типу адамеллитов.

В монцоните, обладающем порфировидной структурой, главную роль играют ортоклаз (калиево-натровый), основной андезин, гиперстен и диопсид; в нем сравнительно мало биотита и роговой обманки, почти нет кварца. Панидиоморфная структура его резко отличается от типичной для монцонитов.

Значительно распространены анортозиты, массивные до слабо полосатых, с габбровой до панидиоморфной структурой; они состоят главным образом из основного андезина; остальные минералы — гиперстен и диопсид, роговая обманка и биотит — играют роль второстепенных примесей, как и другие минералы, в том числе ортоклаз и кварц.

Габбро-норит — меланократовая разность анортозитовых пород данного района, представлен то массивной, то сланцеватой породой с габбровой или панидиоморфной структурой, как и у анортозитов. Единственный лейкократовый минерал — основной андезин; мафические минералы представлены гиперстеном и диопсидом, обыкновенной роговой обманкой; редко присутствует биотит.

Судя также по данным химических анализов, все эти породы образуют одну генетическую группу и относятся к группе так называемых кислых, кварцсодержащих разностей анортозитов без оливина, к которой относятся анортозитовые породы Морена в Канаде, Эккерзунд-Согендаля в Норвегии, и резко отличаются от основной недосыщенной кремнекислотой группы, характеризующейся значительным развитием в ней оливина, к которой относятся породы Волыни, Бергена в Норвегии, Сагенея в Канаде.

Вследствие очень тесной связи пироксеновых сланцев с группой анортозитовых пород, Свитальский считает их продуктами переплавления нормальных осадочных пород, а все пироксенсодержащие породы данного района — вообще продуктами либо кристаллизации осадочных пород густого тягучего состояния, либо кристаллизации масс их, перешедших в жидкое состояние, а следовательно, в данном случае шел процесс, обратный процессу дифференциации, т. е. неоднородная масса стремилась сделаться однородной.

7. Селенгинская Даурия

Магматические породы Селенгинской Даурии, расположенной между юго-западным концом Байкала и Читой, занимающей широкую полосу до 250 *км* ширины и до 600 *км* длины, представлены, по данным В. А. Обручева (1914, 1924), главным образом гранитами, обра-

зующими широкую центральную вытянутую в восток-северо-восточном направлении полосу, и, кроме того, ряд более узких полос, взаимно параллельных и вытянутых в том же направлении, преобладающем среди пород, относимых В. А. Обручевым к гнейсам докембрийского возраста; местами имеются довольно крупные массивы сиенитов, также диоритов, реже габбро, ряд дайковых и излившихся пород как более древних — порфиры, порфириты, различные диабазы и диабазовые и иные порфириты, кератофиры, так и более юных — андезиты, базальты, липатофиры и трахиты и их туфы.

Среди гранитов В. А. Обручев выделяет красноватые микропертитовые (Цаган-Дабан, по преимуществу и др.), далее серые микропертитовые гранит-сиениты (хребет Моностой).

Аляскитовые граниты развиты в районе хребта Цаган-Дабана и далее на северо-востоке, в районе хребта Худун-Цагана.

К известково-щелочным гранитам В. А. Обручев относит граниты, содержащие, кроме биотита, также роговые обманки и пироксены, которые частью переходят в гранито-сиениты. Они распространены главным образом за пределами хребтов Цаган-Дабан и Худун-Цаган. В них очень сильно развита катакластическая структура в отличие от аляскитовых, образующих жилы и небольшие массивы.

Довольно крупные массивы, главным образом в Хабан-Дабане, образуют микроклиновые граниты, с порфировидными выделениями полевых шпатов и с биотитом и роговой обманкой.

Имеются две разности сиенитов — микропертитовые и известково-щелочные; первые мясокрасные, вторые темноокрашенные, серые, зеленые, красные; первые с небольшим количеством мафических минералов (биотита и роговой обманки) и очень малым — пироксена, вторые с большим содержанием их, первые в районе Цаган-Дабана и Худун-Цабана, вторые главным образом вне Цаган-Дабана.

Пегматиты развиты в значительных массах в районе Хамар-Дабана, Цаган-Дабана и на Худунском хребте; часто они содержат радиоактивные минералы. В ряде мест развиты гранит-порфиры, кварцевые порфиры (различные разновидности их), главным образом по окраинам таких хребтов, как Цаган-Дабан, Худун, образуя остатки потоков, покровов, конусов, куполов, частью в виде жил различной мощности, иногда до 12 *м*.

Реже встречаются кварцевые кератофиры, как эффузивные аналоги щелочных, т. е. более богатых калием гранитов, обычно жилами. Более богаты темными компонентами сиенитовые порфиры; изредка встречаются также ортофиры, еще меньше кератофиры.

Почти всюду встречаются туфы и брекчии разных порфиров.

Липариты (риолиты) встречены только в трех пунктах в виде пород серого или лиловатого цвета: в Хамбинском хребте к юго-западу от западной части хребта Хамар-Дабан, в хребтах Худунской и Цаган-Хуртей в восточной части Селенгинской Дуарии. Редко встречается щелочной липарит (комендит) — долина р. Ара-Киджи, в Цаган-Дабане и в сопках Бельчир, на востоке — в районе Худунского хребта.

Несколько более развиты трахиты (в Хамбинском, Цаган-Да-

банском хребтах и других) с санидином, плагиоклазом и биотитом, редко роговой обманкой или авгитом.

Иногда попадаются фонолитоидные трахиты (Цаган-Дабан, Худун и др.), также андезитовидные (Хамбинский хребет), иногда с оливином.

Довольно значительно распространены диориты, — в зависимости от состава представленные тоналитами, гранодиоритами, нормальными диоритами и авгитовыми диоритами; они развиты по всей Даурии.

С ними тесно связаны жилы различных порфиритов темносерых, зеленых, кварцевых и безкварцевых, роговообманковых и авгито-роговообманковых, основная масса которых иногда гиалопилитовая.

Габброиниориты образуют небольшие массивы, судя по условиям залегания, тесно связанные генетически с сиенитами, тоналитами и диоритами. Среди габбро-нортовых пород Обручев различает: 1) нормальные габбро (плагиоклаз, диаллаг с примесью гиперстена, биотита) (два места в районе Хамар-Дабана, одно — в Цаган-Дабане); 2) габбро-диорит с роговой обманкой (хребет Моностой); 3) габбро-тоналит (там же) с ортоклазом, биотитом, небольшим содержанием кварца; 4) рудный габбро-амфиболит (там же); 5) гиперит-габбро, обогащенное гиперстеном (там же). Все они темносерые, зеленовато-серые до черных, с гранитной или габбровой структурой, иногда переходящие в габбро-гнейсы.

Андезиты встречены только в двух местах (Хамбинский и Худунский хребты); сравнительно слабо распространены диабазы, большей частью в виде жил, пересекающих глубинные породы и кристаллические сланцы, чаще всего в виде нормальных диабазов и оливиновых диабазов, реже кварцевых или протеробазов; последние с бурой роговой обманкой.

Они встречаются повсюду, в особенности в Цаган-Дабане, Худуне и др.

Древние эффузивные формы габбровой магмы, мелафиры, довольно широко распространены, часто с миндалинами. Они то оливиновые, то безоливиновые, с офитовой, полнокристаллически-зернистой до витрофировой структурой. В зависимости от относительных количеств стекла и вкрапленников. Обручев различает вейсельбергиты, навиты и толеиты. Они развиты почти повсеместно.

Более юные формы эффузии габбровой магмы — обычно черные базальты — пользуются значительным распространением, образуя часто обширные покровы, потоки, иногда и купола, прорезая юрские и другие породы; они нередко содержат миндалины и относятся чаще всего к полевошпатовым, оливиновым и безоливиновым разностям.

Очень разнообразны оливиновые базальты, с различной степенью содержания стекла в основной массе; среди гиалопилитовых и витрофировых разностей имеются разности без авгита. Эти породы близки к траппам Сибири и отличаются интерсертально-офитовой структурой при почти одинаковом содержании плагиоклаза, авгита и оливина.

Безоливиновые, более светлые разности лишены вкрапленников, редко с гиалопилитовой структурой, обычно с полнокристаллической, пилотакситовой или интерсертальной структурой.

Безполевошпатовые базальты по существу представляют лимбургиты, богатые стеклом и нефелиновые базальты.

Оливиновые базальты широко распространены, начиная от южного подножья Хамар-Дабана и окрестностей Слюдянки до Яблонового хребта на юге. Хребет Базальтовый (западная часть Даурии) почти целиком состоит из них (почти 60 *км* длины, местами свыше 20 *км* ширины). Сравнительно слабо развиты базальтовые туфы и брекчии.

Возрастные отношения между этими магматическими породами Обручев изображает следующей таблицей:

1. Послетретичные	Некоторые базальты.
2. Послеюрские и третичные	Базальты оливиновые и безоливиновые, траппы, лимбургиты, андезиты, трахиты и риолиты с туфами и брекчиями. Нефелиновый базальт, некоторые кварцевые порфиры.
3. Доюрские, главным образом верхнепалеозойские	Порфиры кварцевые и фельзитовые, фельзиты, ортофиры, кварцевые и бескварцевые кератофиры, диоритовые порфириты, диабазы, диабазовые, плагиоклазовые и авгитовые порфириты, мелафиры с туфами и брекчиями. Некоторые базальты.
4. Палеозойские, более древние	Некоторые микроклиновые порфировидные граниты, диориты, гранит- и сиенит-порфиры.
5. Эозойские	Аляскитовые и микроклиновые граниты, пегматиты и аплиты, некоторые порфиры, кератофиры и порфириты и их туфы, превращенные позже в зеленые сланцы, порфироиды, геллефлинты и т. п. Некоторые гранит- и сиенит-порфиры, диориты, тоналиты.
6. Архейские	Микропертитовые граниты и серые гранит-сиениты, известково-щелочные граниты, различные сиениты, диориты, тоналиты, габбро, нориты и гиперитовые.

Таблица, как указывает Обручев, обладает только приблизительной точностью.

Характерно для Селенгинской Даурии, расположенной несколько южнее андалузито-силлиманитово-кордиеритовой полосы кристаллических сланцев, идущей далее на район рек Ципы с Муей, то, что здесь развиты крайне разнообразные магматические глубинные и излившиеся породы, начиная от гранитов и кончая габбро; по большей части они носят щелочноземельный характер; почти совершенно отсутствуют породы щелочные (магмы атлантического типа) с заместителями полевых шпатов. Исключение составляет нефелиновый базальт, отчасти фонолитоидный трахит.

Можно вполне согласиться с Обручевым, что Селенгинская Даурия занимает одно из первых мест на земле в отношении разнообразия изверженных пород и является очень благодарным полем для специальных петрографических исследований.

В большом количестве имеются представители габбро-перидотитовой магмы среди жильных и эффузивных по преимуществу пород и гранодиоритовой среди глубинных.

Данная область относится к петрографической провинции тихоокеанского типа в отличие от района Алдана, расположенного далее на север, где заметно преобладание щелочных магм (в смысле содержания калия) как в докембрие (аляскитовые граниты), так и в послеюрское время.

Как видно из диаграммы (рис. 166) с нанесенными результатами

Химический состав магматических пород Селенгинской Даурии

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	74,00	15,84	2,56	—	1,10	1,00	2,28	2,70
2	71,02	16,12	1,88	—	0,70	0,01	4,60	4,87
3	68,66	14,94	7,36	0,04	0,06	3,76	1,70	3,03
4	62,12	23,76	2,18	0,18	0,05	2,10	2,70	6,42
5	65,29	16,11	1,17	—	4,35	0,75	4,07	8,12
6	59,60	18,64	1,82	3,94	0,67	2,58	5,13	7,08
7	52,10	16,68	7,72	—	6,10	7,86	3,74	5,01
8	50,83	17,21	5,61	6,67	5,16	7,36	4,21	2,57
9	53,24	13,82	2,33	3,19	4,14	2,40	0,60	0,22
10	74,18	11,94	1,16	—	0,76	0,88	2,19	6,49
11	67,36	13,48	3,01	—	1,17	5,76	3,01	4,24
12	75,79	14,03	1,94	—	0,59	0,80	2,55	3,46
13	65,73	15,89	5,33	—	1,27	4,16	4,37	3,19
14	45,92	13,80	5,22	6,55	10,58	9,29	2,61	1,61
15	41,82	15,32	7,01	6,26	7,29	13,86	4,15	1,84
16	51,30	10,67	6,75	6,27	7,74	13,00	2,31	0,86

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	0,64	7,29	3,96	1,4:1	80,5	9,2	2,5	8,3	5,6
2	0,82	7,0	3,67	7:1	78,3	14,9	0,2	4,9	5,9
3	0,68	6,05	3,28	1:1,16	75,7	5,4	6,0	9,6	4,7
4	0,6	4,16	2,31	2,7:1	71,4	12,4	4,1	3,5	3,9
5	1,59	6,4	2,8	1,24:1	70,9	10,6	0,4	9,0	4,3
6	1,4	5,1	2,3	1,4:1	67,4	10,6	1,7	7,7	5,2
7	1,9	4,16	1,69	1:2,6	56,5	4,5	2,0	13,5	5,3
8	2,25	4,25	1,61	1:3,7	55,4	3,7	2,8	13,5	7,2
9	3,73	5,93	1,76	1:45,6	55,6	0,5	0,0	19,5	8,0
10	1,08	9,0	4,9	3:1	82,0	13,6	1,7	4,7	3,4
11	1,53	7,66	3,38	1:1,41	74,0	7,2	2,9	9,9	5,2
12	0,73	8,46	4,53	2,6:1	82,4	11,9	2,2	5,9	5,3
13	2,11	5,78	2,8	1:1,01	71,6	7,5	3,7	8,8	6,8
14	3,47	4,76	1,46	1:8,8	50,4	1,8	2,4	15,8	7,2
15	3,10	3,6	1,17	1:5,95	45,3	2,5	1,8	15,7	7,7
16	3,8	5,7	1,68	1:11	53,3	1,5	1,8	16,7	8,1

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	52,0	20,0	6,0	22,0	415	0,44	0,31	0,30
2	48,5	12,8	0,0	38,7	364	0,18	0,00	0,63
3	40,0	25,7	18,1	16,2	315	0,53	0,22	0,71
4	56,1	7,7	9,1	27,1	249	0,60	0,34	1,18

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
5	35,5	27,5	2,4	34,3	245	0,57	0,81	0,09
6	38,1	19,2	9,5	33,1	205	0,48	0,18	0,20
7	24,5	37,5	20,9	17,1	130	0,42	0,61	0,56
8	24,6	42,5	19,0	13,9	124	0,28	0,44	0,45
9	18,8	24,5	55,0	1,7	97	0,16	0,73	2,22
10	30,7	19,3	5,8	38,7	460	—	—	0,30
11	38,1	19,2	29,7	13,0	325	0,48	0,44	1,48
12	51,1	14,3	5,5	29,1	367	0,47	0,30	0,38
13	36,0	22,6	17,2	24,2	210	0,33	0,32	0,76
14	17,1	54,0	21,4	7,5	99	0,30	0,63	0,40
15	18,2	42,4	29,3	10,1	84	0,22	0,51	0,69
16	14,0	48,8	31,0	6,2	114	0,19	0,53	0,63

1. Известково-щелочно-гранит, биотитовый. Хамар-Дабан. Ортоклаз, кварц, биотит. 2. Микропертитовый биотитовый гранит. Цаган-Дабан. Массив. 3. Адамеллит (биотитовый известково-щелочный гранит). Цаган-Хуртей. Массив. 4. Кварцевый сиенит (биотитово-роговообманковый гранит). Хребет Малканский, р. Чикой. Ортоклаз, плагиоклаз, немного биотита и роговой обманки, кварц. 5. То же, Худунский хребет. Жила. 6. Сиенит (микропегматитовый биотитово-роговообманковый гранито-сиенит. Хребет Моностой. Р. Селенга. 7. Сиенито-диорит (роговообманково-пироксеновый сиенит). Жила. Хамар-Дабан. 8. Роговообманковый диорит. Афанитовый. Плагиоклаз, роговая обманка. Хребет Малканский. 9. Пироксенит. Цаган-Дабан. Бесцветный, светложелтоватый пироксен и актинолит. 10. Кварцевый порфир (фельзит). Цаган-Дабан. Со сферолитовой основной массой. 11. Кварцевый кератофир, микрогранитовый. Цаган-Дабан. 12. Липарит микролитовый. Хамбинский хребет. 13. Фонолитовый трахит. Хребет Цаганский. 14. Базальт мелкозернистый. Оливин, плагиоклаз. Хартангузский хребет. 15. Нефелиновый базальт, гиалопилитовый, с вкрапленниками оливина, нефелина, авгита. Хамар-Дабан. 16. Биотитово-оливиновый диабаз. Массив.

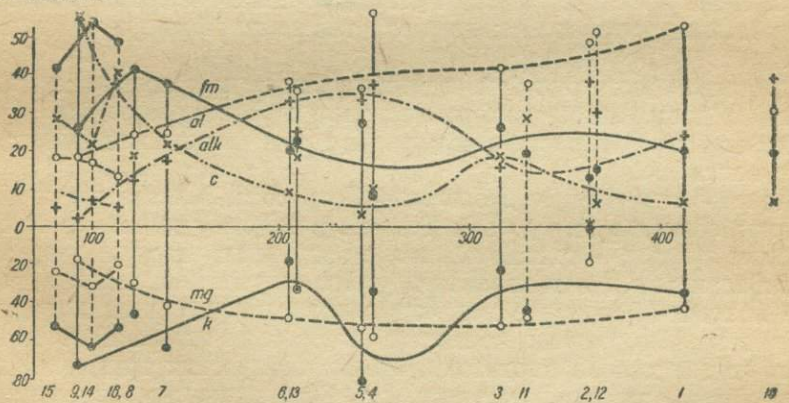


Рис. 166. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Селенгинской Даурии. *1—16.*

перечисления состава пород, по методу Ниггли, выступают довольно резкие различия между глубинными и излившимися породами в отношении большего содержания щелочей в глубинных сравнительно с излившимися, за исключением наиболее основных, далее при почти

одинаковом содержании магнезиально-железистых соединений, большее содержание окиси кальция в излившихся горных породах среднего состава.

Для всех пород в общем характерно значительное преобладание содержания окиси калия над окисью натрия, главным образом среди глубинных пород.

Среди кислых пород имеются представители как типичных щелочноземельных пород (известково-щелочного ряда), так и пород калиевого ряда, вероятнее всего производных различных магм. Следует считать, что магма была не одна, а по крайней мере две, следовательно, имеется не одна провинция, а вероятнее всего две, наложенные одна на другую, одна с натриево-калиевыми породами, вероятно, более древняя, другая с породами преобладающего калиевого ряда.

Полезные ископаемые Селенгинской Даурии разнообразны. В ряде мест Хамар-Дабана, Цаган-Дабана, Калинового хребта (западная часть Даурии), Джидинского и других хребтов имеется россыпное золото. Вероятно, большое значение для золотопромышленности может иметь Цакирский район, в области Джидинского хребта, где золото связано по крайней мере частью с кварцевыми жилами и аляскитами. Коренные месторождения золота особенно большое значение могут иметь, повидимому, в районе верховьев рек Чикоя и Онона.

Осмистый иридий обнаружен был в качестве спутника россыпного золота в области хребта Джидинского, в бассейнах рек Хамней и Цакирском, с содержанием до 4 *г* на 1 *т*, что связано с развитием здесь перидотитов, которые подчинены граувакковой толще.

В ряде мест Худунского хребта, Цаган-Дабана и др. имеются признаки присутствия серебро-свинцово-цинковых руд, также медные руды (Хабан-Дабан и др.). В Джидинском хребте медь присутствует в миндалекаменном мелафире.

Молибден развит в районе Гутайского месторождения, связанного с гранитными интрузиями; имеются также железные и марганцевые руды.

Отсутствие достаточной исследованности не дает возможности предсказать с достаточной точностью, что возможно ожидать в этом районе; во всяком случае не исключена возможность нахождения здесь также олова.

Исследования группы геологов — Белоусова, Малявкина и Максимова под общим руководством Тетяева в Верхнеудинском районе Забайкалья (1932) — показали, что те граниты, которые относятся к аляскитовым и характеризуются отсутствием катаклазов наиболее молоды и секут все метаморфические и осадочные породы данного района. Возраст их, по мнению авторов, послеюрский, в то время как крупный массив биотитовых катакластических гранитов (хребет Улан-Бургас) к северо-востоку от Верхнеудинска, прорывающих гнейсы, обладает возрастом, вероятно, нижнепалеозойским. Промежуточным, верхнепалеозойским возрастом обладают граниты, развитые в виде незначительных массивов, главным образом к северу от Верхнеудинска.

Аляскитовые граниты почти совершенно петрографически не охарактеризованы. То же относится к характеристике, данной Белоусо-

вым, Агафоновым и др. (1933), района юго-восточного Прибайкалья, вдоль всего юго-восточного берега Байкала, где указано, что те же граниты обладают возрастом между отложением верхнеудинских (предположительно третичных) песчаников и постплиоценовым глыбовым конгломератом, причем одновременно интрудировали также и белые роговообманковые и розовые порфировидные, крупнозернистые сиениты (алтановские сиениты), прорывающие базальты, синхроничные с гусиноозерской свитой; они метаморфизуют базальты. Местами развиты также порфириты и мелафиры.

8. Витимское плато и прилегающие районы

В районе Центрального плато Витимского нагорья, расположенного к востоку от Баргузина, с запада и юга ограниченного р. Витимом (верхняя часть его течения), с севера — р. Амалата, с востока — частично р. Джалинда (А. К. Мейстер и Ю. И. Половинкина, 1932), развиты третичные древнепалеозойские породы на севере, также и кристаллические сланцы; главная масса плато состоит в южной части из биотитовых редко порфировидных, микроклин-пертитовых гранитов, с различным содержанием плагиоклаза, по большей части № 12—13, реже более основных биотитово-роговообманковых (с плагиоклазом № 13—18), роговоомбанковых и биотитово-роговообманково-пироксеновых (плагиоклаз в последних № 17); с гранитами связаны гранит-порфиры и микрограниты. Сиениты — бескварцевые фации гранитов, с теми же подразделениями по мафическим минералам; присутствуют также монцониты, среднезернистые, темные, слегка зеленоватые, в состав которых входят ортоклаз, плагиоклаз № 32, гиперстен, авгит, обыкновенная роговая обманка.

Отличие этих монцонитов от гранитов и сиенитов заключается в том, что плагиоклаз в них более основной и в то же время резко идиоморфный, лейстовидный.

В районе развиты также биотитово-роговообманковые диориты и малхиты (роговая обманка, плагиоклаз № 36), кварцевые порфиры и порфириты.

Северную часть плато занимают базальты разнообразной структуры черные, главным образом оливиновые; покров их залегает на неровной поверхности более древних пород. Наибольшая высота, до которой они достигают, около 1200 *м* над уровнем моря. Базальты моложе палеозойских пород. Контакт с третичными не наблюдался, а среди третичных конгломератов гальки базальта отсутствуют.

Совершенно ясно (по Мейстеру и Половинкиной) выступает наличие двух групп пород — монцонитово-диоритовых и гранитовых; жилы малхита, связанные с первой группой, секут гранитные породы.

В районе, расположенном ближе к Витиму, именно в Чинском районе, детально изученном Свитальским (1932), имеются также разнообразные магматические породы, среди которых главную роль играют граниты, аналогичные цапиканским, развитым далее на восток. Они представляют одно целое с ними. Среди них наиболее распространены биотитовые (плагиоклаз № 3—10), меньше биотитово-роговообманковые (плагиоклаз № 23—28) и пироксеновые граниты (плагиоклаз

Таблица 191

Химический состав магматических пород к северо-востоку от Байкала

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	62,05	0,47	16,58	1,36	4,89	4,28	5,46	1,31	3,04
2	63,77	0,10	14,90	4,89	—	1,28	3,97	5,97	3,49
3	52,09	0,36	18,89	1,32	7,05	2,08	4,18	4,75	5,06
4	53,88	0,99	23,72	1,01	3,61	0,09	1,06	9,41	3,98
5	49,48	1,86	15,51	3,60	8,21	4,14	6,65	4,76	2,64
6	51,45	1,62	15,71	1,94	7,09	7,01	9,72	1,63	2,58
7	58,86	1,65	16,11	2,94	6,08	2,22	5,85	2,65	3,36
8	56,66	1,38	18,03	1,30	6,05	3,06	6,44	3,60	3,23
9	54,88	1,10	18,45	0,97	6,30	3,95	7,53	3,76	2,36
10	59,38	0,80	17,66	1,27	5,40	2,40	6,00	3,36	2,84
11	55,71	0,83	16,63	0,61	6,30	5,50	9,79	1,43	1,94
12	45,98	1,65	14,09	5,04	10,08	6,61	11,83	2,78	0,84
13	51,04	1,24	16,02	2,41	8,42	5,12	7,60	2,13	3,91
14	54,94	1,21	18,68	1,46	6,70	2,65	6,05	3,05	3,95
15	51,47	0,83	15,48	0,70	5,93	10,99	8,55	2,14	1,15
16	67,44	0,11	16,00	2,43	1,55	0,57	1,65	3,61	4,21
17	73,00	Следы	15,60	2,01	0,66	0,15	0,72	2,98	4,09
18	61,45	0,16	17,49	3,03	2,95	2,10	4,01	3,43	3,27

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,94	6,17	2,5	1:5,1	67,3	3,1	6,3	10,6	4,0
2	1,44	2,00	2,70	1,04:1	—	—	—	—	—
3	1,76	4,50	1,90	1,70:1	—	—	—	—	—
4	1,07	3,74	1,84	2,5:1	—	—	—	—	—
5	2,55	4,88	1,76	1:3,2	57,1	4,3	2,0	13,7	7,3
6	3,0	5,23	1,74	1:8,25	56,3	2,1	3,8	14,1	4,9
7	1,83	5,56	2,30	1:3,15	65,8	4,3	4,3	11,4	5,4
8	1,89	5,05	2,06	1:2,9	63,5	4,9	4,5	10,6	6,3
9	2,15	4,89	1,89	1:3,7	60,9	4,1	4,6	11,3	7,1
10	1,83	5,01	2,32	1:2,8	66,1	5,0	5,2	9,8	6,5
11	2,64	5,58	1,97	1:9,7	60,5	1,9	5,3	12,8	5,2
12	3,41	4,7	1,47	1:9,7	57,7	1,9	4,1	14,0	8,3
13	2,55	4,88	1,76	1:4,9	56,6	3,0	3,2	13,8	4,5
14	1,89	4,94	2,02	1:2,8	67,0	6,7	6,6	6,7	5,4
15	3,56	5,56	1,69	1:10,7	54,7	1,7	3,7	14,6	7,3
16	0,94	6,38	3,23	1,6:1	76,0	10,4	5,4	4,2	5,7
17	0,70	7,23	3,9	3,5:1	80,5	12,0	8,0	—	5,2
18	2,20	5,40	2,06	1:3,75	60,0	4,3	4,9	10,8	5,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	32,1	38,1	19,2	10,6	208	0,61	0,56	0,50
2	31,8	24,7	15,2	28,4	229	0,27	0,28	0,61
3	33,4	29,9	13,5	23,2	156	0,42	0,15	0,28
4	45,1	13,3	3,7	37,9	174	0,22	0,15	0,28
5	24,0	41,1	18,5	16,4	132	0,27	0,40	—
6	22,5	44,0	25,5	8,0	128	0,51	0,59	—

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
7	30,5	34,5	20,0	15,0	180	0,46	0,31	0,58
8	32,1	32,1	19,2	16,6	173	0,37	0,43	—
9	30,3	33,3	22,0	14,4	153	0,29	0,49	—
10	33,6	30,0	20,0	16,4	192	0,35	0,40	—
11	26,5	37,8	28.4	7,3	153	0,47	0,51	—
12	17,9	47,6	27,5	7,0	102	0,13	0,45	—
13	24,7	43,1	20,3	11,9	136	0,56	0,47	—
14	33,1	32,1	18.2	16,6	168	0,46	0,37	—
15	21,1	51,7	21,2	6,6	121	0,26	0,75	—
16	44,0	18,8	8,2	29,0	315	0,44	0,22	—
17	51,3	13,3	4,4	31,0	420	0,47	0,10	—
18	31,5	35,2	18,7	14,6	162	0,45	0,53	—

1. Банатит, натровый гранит. Ципикан. 2. Эгирин-авгитовый сиенит-порфир. Чининский район. Свитальский. 3. Биотитово-роговообманковый порфировидный сиенит. Там же. Он же. 4. Нефелиновый сиенит. Р. Улюгли около устья в р. Ципу. (Половинкина. 1931). 5. Сиенит с баркевикитовой роговой обманкой. Ципиканский район. Свитальский (1915). 6. Кварцево-слюдяный диорит. Он же. Там же. 7. Монцонит. Юго-западное Прибайкалье. Свитальский (1915). 8, 9 и 10. Монцонит. Ципикан. Свитальский (1913). 11. Биотитово-роговообманковое габбро. Ципикан. Свитальский (1916). 12. Габбронорит. Зобушка. Юго-западное Прибайкалье. 13. Малигнит. Ципикан. Жилы. 14. То же. Там же. 15. Спессартит. Там же. 16. Кварцевый кератофир. Там же. 17. Кварцевый порфир. Там же. 18. Базальт. Ципа. Половинкина (1931).

№ 25—30). Характерно то, что в одном и том же массиве встречаются все три типа гранита.

Сиенит представлен прежде всего сиенитом, бескварцевой разновидностью биотитово-роговообманкого гранита с плагиоклазом № 28 (краевые фации гранитных массивов). Другой тип сиенитов — щелочные сиениты, образующие жилы. Они разнообразны по составу — это частью эгирин-авгитовые сиениты, с эгирин-авгитом, роговой обманкой, бурым гранатом (вероятно меланитом), микропертитом. Эгирин-авгит неравномерно распределен, частью пятнами, что служит указанием на растворение магмой щелочей. Имеются также жилы роговообманкового сиенита, из роговой обманки, судя по окраске с небольшим содержанием щелочей, микропертита с врастками альбита № 5; развит также эгирин-авгитовый сиенит-порфир с плагиоклазом № 5 и очень малым количеством мафических минералов, биотитово-роговообманковый порфировидный сиенит с щелочным характером роговой обманки и с альбитом № 5, присутствующим только в виде врастков в калиевом полевом шпате.

Кроме того, имеются отдельные выхода банатита с плагиоклазом № 30—42; банатит по составу близок к пироксеновым гранитам — генетически связаны с ними крупнозернистые кварцевые диориты с плагиоклазом от № 4 до 33, образующие краевые фации роговообманково-биотитовых гранитов, монцонит, образующий три небольшие массива, с резко выраженной порфировидной структурой и последо-

вательностью кристаллизации: 1) магнетит и апатит; 2) гиперстен и биотит; 3) диопсид; 4) роговая обманка; 5) полевой шпат — лабрадор и андезин (зоны), микропертит, ортоклаз; 6) кварц.

В ряде мест проходят жилы диабазов с офитовой структурой также и в порфировых разностях с плагиоклазом № 40—70.

В россыпи обнаружен эссексит со следующей последовательностью кристаллизации входящих в состав его минералов: 1) магнетит, пирит, титанит, апатит; 2) биотит и роговая обманка; 3) плагиоклаз № 45—52; 4) ортоклаз; 5) пегматит; 6) кварц.

От диабазов данный эссексит отличается наличием ортоклаза при преобладании лабрадора, от монцонитов, помимо структуры, присутствием вместо пироксена бурой роговой обманки щелочного типа. Все указывает на то, что здесь имеется порода более или менее щелочного типа.

Часть жил образована порфиритами, спессартитами, керсантитами; гранит-порфиры, по всей вероятности, представляют фациальные изменения гранитов; порфиры с плагиоклазом № 8 образуют, повидимому, в одних случаях покровы, в других — жилы. Структура их разнообразна.

Золотоносность района приурочена в значительной степени к местам контакта известняков с гранитным и монцонитовыми массивами, причем распределение золота «кустовое».

В отношении золотоносности район изучен очень мало.

Ципиканский район. Магматические породы района, расположенного далее на северо-восток, в районе Ципы, Чины и далее до Витима (Ципиканский) по рекам Чине, Ципикану, Муе, Ципе и Витиму и между этими реками довольно разнообразны.

Граниты и здесь играют преобладающую роль, занимая частью огромные пространства. Преобладает биотитовый гранит, гипидиоморфно-зернистый, частью порфировидный, также граниты двуслюдяные, биотитово-роговообманковые и роговообманковые.

Изредка встречаются банатиты, сходные по структуре с монцонитами, отличающиеся большим содержанием кварца; плагиоклаз в них — лабрадор № 52.

Сиениты являются и тут только бескварцевыми разностями гранитов и представлены разностями биотитовыми, биотитово-роговообманковыми и, кроме того, биотито-роговообманково-пироксеновыми.

В довольно крупных массах, образуя самостоятельные массивы, встречаются также монциниты, частью окрашенные в темносерые цвета, с зональными плагиоклазами от № 30 до № 52, микроклином, кварцем; из мафических минералов развиты биотит, авгит, зеленая роговая обманка; в районе Ципикана они содержат гиперстен, диопсид, роговую обманку, биотит, плагиоклаз № 40.

Как к западу, так и к юго-западу развиты также кварцевые и бескварцевые слюдяные диориты.

Габбро довольно разнообразны, но пока мало изучены. Встречены как роговообманковые, так и нормальные габбро.

Местами присутствуют также и ультраосновные породы, однако, очень слабо развитые, именно горнблендиты и пироксениты.

Совершенно ясна тесная связь между отдельными магматическими породами этого обширного района.

Половинкина дает схему этой связи для района р. Ципы и прилегающих мест (1931) в таком виде:

1. Граниты — тройная эвтектика: ортоклаз — плагиоклаз — кварц.
↓
2. Сиениты — двойная эвтетика: ортоклаз — плагиоклаз.
↓
3. Монцониты — ортоклаза меньше, чем в эвтектике ортоклаз — плагиоклаз.
↓
4. Диориты } — двойная эвтектика: плагиоклаз — магниево-железистые силикаты.
↓
5. Габбро } — двойная эвтектика: плагиоклаз — магниево-железистые силикаты.
↓
6. Горнблендит — анхимономинеральная порода из магнезиально-железистых силикатов.

Свитальский считает, что магмы в данном районе его исследований диференцировались только в слабой степени; диференциация выразилась главным образом в том, что получились сложного состава диференцированные жильные породы; мономинеральные породы почти совершенно отсутствуют. Родоначальной магмой является магма, давшая начало биотитово-роговообманковому граниту (недиференцированный остаток).

Таблица 192

Химический состав щелочных пород Витимо-Канского района (по Котульскому)

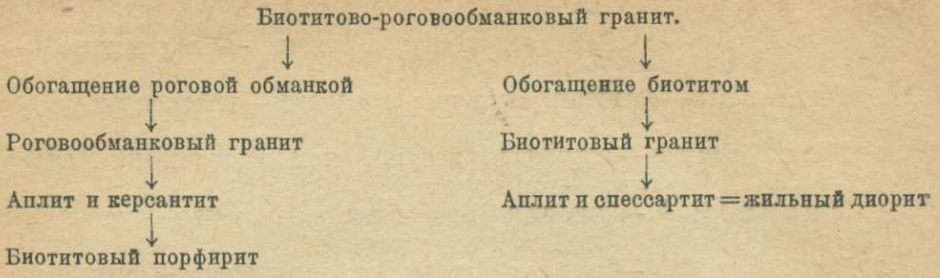
№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	54,06	0,85	20,01	1,97	4,72	0,18	0,78	2,36	5,67	7,10
2	45,26	2,48	17,10	4,28	7,40	0,18	5,94	8,63	4,66	4,76

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,32	4,35	2,1	1,53 : 1	65,0	11,0	1,6	7,4	5,5
2	2,66	4,1	1,45	1,35 : 1	51,8	4,3	1,5	14,2	5,5

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	39,5	22,1	4,2	33,6	184	0,44	0,17	0,22
2	22,5	41,2	19,2	16,9	106	0,40	0,48	0,46

1. Нефелиновый сиенит. 2. Эссекситовый диаба

Дифференциация шла следующим образом:



Общая схема дифференциации магматических пород Ципиканского золотоносного района и прилегающих к нему районов следующая:



В районе Верхней Ангары выступают своеобразные щелочные породы, собранные Котульским и детально изученные Молдаванцевым (щелочные породы притоков В. Ангары «Изв. Геол. ком.», 441, 1924). Среди этих пород присутствуют нефелиновые сиениты, эссекситовый диабаз — жилой среди диоритов, тешенит — жилой среди известковых амфиболитов.

Нефелиновый сиенит образован ортоклазом, плагиоклазом № 14, ксеноморфным нефелином, баркевикитовой роговой обманкой, лепидомеланом, диопсидом и энстатит-авгитом с угасанием $c : N_g = 54°$; $2V = 72°$ и $N_g - N_p = 0{,}020$.

Иногда нефелин замещен анальцимом.

Эссекситовый диабаз, мелкозернистый, плотный; состоит то из крупных, то мелких зерен нефелина (15,6%), аллотриоморфного ортоклаза (21,5%), плагиоклаза № 53—63 (20,5%), титанавгита (19,0%), лепидомелана (5,7%), оливина (9,7%), ильменита (5,8%), кальцита (1,6%).

Темноокрашенный, плотный, мелкозернистый тешенит состоит из баркевикитовой роговой обманки, биотита, титанавгита, крупных вкрапленников, оливина, плагиоклаза № 50 с примесью анальцима.

Котульский («Геологические исследования в Витимском золотоносном районе», 1909) указывает на развитие здесь нордмаркитов. Молдаванцев — на развитие в ряде мест вместе с указанными выше породами на расстоянии до 40 *км* также трахидолеритов, трахиандезитов, т. е. имеется крупная область развития щелочных пород.

Сопоставление химических анализов и данных их перечисления (рис. 167) показывает, что в районе рек Чины, Ципы, Ципикана, вплоть до Витима среди магматических пород имеются все переходы от гранитов до сиенитов, а частью до основных пород, которые носят главным образом жильный характер; все они генетически связаны

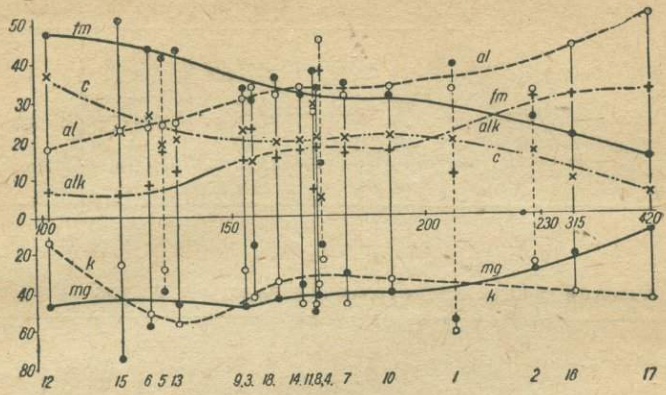


Рис. 167. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород района р. Ципы, Ципикана и др. *1—18*.

друг с другом. Исключение составляет нефелиновый сиенит Ципы, отличающийся от других пород значительным содержанием щелочей и глинозема — т. е. *alk* и *al*, очень малым CaO и магнезиально железистых составных частей (*c* и *fm*).

Для всей группы, от кислых до основных пород, характерно преобладание *al* над *alk* и довольно ровное изменение генетических линий. Характерна также тесная связь между генетическими линиями для *k* и *mg*, чего не наблюдается в ряде пород других районов Восточной Сибири.

Такие жильные породы, как спессартиты и малхиты, полностью входят в генетическую цепь магматических пород района; они чрезвычайно близки к таким же породам, выступающим в изобилии далее на северо-восток в районе р. Невера, где они описаны Строной (1929).

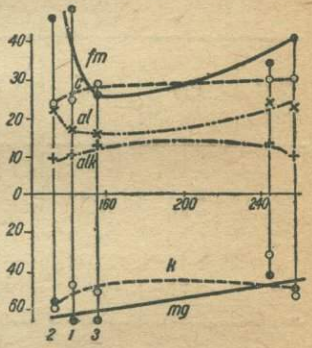


Рис. 168. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Верхнего Амура. № 1—1—55.

Строна (1929) описал довольно разнообразные жильные породы, развитые в изобилии среди юрских отложений левых притоков верхней части Амура, Невера, Ольдоя, Амазара и других. Характерно то, что некоторые из них, как, например, спессартиты, микроскопически определялись геологами, как аркозы. Спессартиты являются полнокристаллически-зернистыми, порфировыми породами обычно с многочисленными вкрапленниками; главные составные части их — зеленая роговая обманка (свыше 50%), плагиоклаз, иногда кварц. Вогезиты — полнокристаллически-порфировые породы, состоящие из ортоклаза, зеленой роговой обманки и плагиоклаза.

Таблица 193

Таблица состава лампрофировых жильных пород и монцонитов Верхнего Амура

	Ортоклаз	Плагиоклаз	Роговая обманка	Авгит	Биотит	Кварц
Спессартит	—	50	30—50	Есть	—	—
Вогезит	30	20	30	—	—	Немного
Керсантит	Немного	50	—	—	30	»
Амфибол-диабаз	—	40 (№ 52)	40	—	10	—
Монцонит	20—30	40 (№ 29—50)	10—15	Мало	Мало	Мало

Таблица 194

Химический состав магматических пород В. Амура (Строна)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	53,79	0,54	15,24	1,58	6,21	8,33	5,96	2,12	2,84
2	51,34	0,76	16,52	2,48	6,72	6,99	7,58	1,45	3,22
3	53,68	1,24	21,34	3,73	4,49	3,46	4,80	1,18	4,51
4	51,99	1,10	19,11	4,35	5,14	5,40	7,40	1,55	2,78
5	50,72	0,70	18,57	4,26	5,24	3,66	8,51	3,44	2,97

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	2,91	5,64	1,91	1:6,2	58,7	2,6	3,3	14,1	5,3
2	2,59	4,85	1,73	1:7	56,8	2,4	4,3	13,3	4,1
3	1,30	3,90	1,81	1:3,6	61,9	3,4	7,0	9,6	2,6
4	1,83	4,08	1,69	1:6,2	58,0	2,4	6,0	11,6	4,6
5	1,98	4,07	1,65	1:3,7	57,1	3,5	4,0	12,4	6,4

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	23,6	49,4	16,8	10,2	141	0,47	0,66	0,34
2	24,3	46,0	20,9	8,8	134	0,59	0,58	0,45
3	37,5	35,2	15,3	12,0	156	0,52	0,46	0,44
4	29,2	40,7	21,5	8,5	260	0,54	0,51	0,52
5	28,5	34,2	23,7	13,3	246	0,32	0,42	0,69

1. Спессартит. 2. Вогезит. 3. Керсантит. Он же. 4. Амфибол-диабаз (протеробаз). 5. Монцонит.

Керсантиты — гипидиоморфнозернистые породы; они состоят из плагиоклаза (№ 22, свыше 50%), биотита (30%), кварца, выделившегося последним; амфибол-диабазы (протеробазы) — темносерые, тонко-

зернистые, с офитовой или пойкилитово-порфировой структурой, состоят почти исключительно из зеленой роговой обманки (до 40%), биотита и плагиоклаза № 52 (до 10%) (табл. 196, рис. 168).

Монцониты — серые и темносерые, средне- и крупнозернистые породы, гипидиоморфнозернистые, с монцонитовой структурой; они состоят из ортоклаза и плагиоклаза № 29—50, роговой обманки и пироксена.

Породы все тонкозернисты, кроме монцонитов; лампрофировые породы окрашены в серые и темносерые цвета, спессартиты частью темнозеленые.

Структура полнокристаллически-порфировая, у керсантитов частично монцонитовая, у диабазов частично офитовая, иногда интерсертальная, у монцонитов типичная монцонитовая.

Все породы отличаются тем, что они принадлежат к сиенитовой группе лампритовой магмы, причем 1—2 близки к лампросоммитовому типу, 3 — к нормально монцонитовому типу монцонитовой магмы и все в общем носят монцонитовый характер, включая и амфибол-диабаз.

Эти породы носят общий генетический характер и являются производными одной и той же магмы, особенно богатой калием (монцонитовой), с очень близким содержанием кремнекислоты, но не вполне постоянным — окислов магния и железа в первую очередь.

В районе Северомуйского хребта и прилегающих местах Мейстер (1932) различает несколько последовательных одна за другой интрузий глубинных пород.

1. Граниты Северомуйского хребта — докембрийская интрузия. Эти породы, часто слоистого характера, переслаиваются с амфиболитами (контактно измененными известняками) и гранитизированными сланцами. Слоистая структура объясняется сильным давлением при интрузии гранитного батолита. Граниты биотитовые мало отличаются от более юных.

2. Огромный Витимский массив — послекембрийская интрузия. В состав ее входят граниты, сиениты, в частности монцониты, подчинную роль играют габбро и диабазы, также кварцевые порфиры и их туфы, как эффузивные фации. Граниты то зеленоватые (Витимские массивы), то красновато-серые и иные в других местах. Преобладают биотитовые, но присутствуют, как и в других местах, биотитово-роговообманковые и роговообманковые граниты, также с микропертитом, частью обогащенные плагиоклазом. Часты шлировые образования, без закономерности в распределении лейкократовых и меланократовых участков. В более меланократовых разностях появляются монцонитовая или габбровая, вплоть до диабазовой структуры. Дифференциация магмы находится в связи с сильно выраженным гибридизмом, объясняющим быструю смену фаций.

С гранитами связаны аплиты и пегматиты. Вне гранитного батолита встречаются отдельные массивы и жилы габбровых и ультраосновных пород. Для габбрового массива р. Янгуды (к югу от Бодайбо) характерен пестрый состав в результате присутствия типичного габбро из лабрадора и моноклинического пироксена, также габбро-сиенитов, содержащих некоторое количество микропертита; в них пироксен замещен роговой обманкой, и имеются также меланократо-

Таблица 195

Химический состав северомуйских магматических пород

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	72,51	0,55	12,89	2,16	0,78	0,42	0,58	4,65	4,74
2	76,08	0,20	12,17	0,84	1,31	0,06	0,24	4,20	4,78
3	76,02	0,25	11,39	1,73	1,36	0,09	0,47	4,04	4,39
4	71,45	0,25	14,79	1,46	0,84	0,53	1,83	3,50	3,95
5	55,25	0,77	17,82	4,63	2,87	4,07	6,18	3,44	1,90
6	64,67	0,44	18,11	2,12	1,47	1,15	3,40	4,02	2,88
7	60,04	1,29	11,76	3,30	4,23	5,27	4,78	3,09	0,58

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	0,98	8,7	2,29	3,5:1	79,3	14,1	—	5,9	6,0
2	1,08	10,9	4,9	1,34:1	82,2	15,4	0,2	4,4	5,7
3	1,27	10,2	4,3	2,55:1	79,0	13,4	—	6,6	6,8
4	1,0	7,6	3,9	1,7:1	79,1	10,5	3,4	6,1	5,7
5	1,6	4,57	2,0	1:4,4	63,6	3,8	5,2	11,0	7,3
6	1,40	5,72	2,8	1:1,14	73,2	7,6	2,9	7,5	6,8
7	1,78	5,50	2,28	1:4,4	66,0	3,0	4,4	12,6	9,0

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	40,0	16,5	3,5	40,0	390	0,40	0,20	0,21
2	43,9	11,2	1,4	43,5	440	0,42	0,03	0,12
3	41,0	17,9	0,1	41,0	465	0,42	0,31	0,86
4	45,7	13,1	10,3	31,0	376	0,43	0,31	0,86
5	31,0	36,0	19,7	13,3	165	0,18	0,50	0,55
6	43,2	18,2	15,0	23,5	265	0,32	0,37	0,83
7	27,6	44,2	16,1	11,8	160	0,10	0,57	0,36

1. Микропегматитовый гранит южного массива. 2. То же северного массива. С р. Витима. 3. То же. С р. Королана. 4. Кварцевый монцонит южного массива. 5 и 6. Адамеллиты. 7. Туфовидный порфир верхнего кембрия.

вые разности, относимые Мейстером к амфиболитам; имеются также разности, принадлежащие, судя по их составу, к верлиту, состоящему из бесцветного моноклинического пироксена, частично серпентинизированного, и горнблендиты — из роговой обманки, с включениями того же бесцветного пироксена. Здесь же присутствуют диабазы и аплиты, иногда граниты. Все эти породы очень близки к тому комплексу, который образует шлиры в гранитах витимского батолита.

Все эти породы гибридные, и диференциация в данном случае связана с ассимиляцией известняков.

Змеевиковый массив на левом берегу р. Витима тотчас ниже устья р. Муи, у устья Парамы, образует знаменитый Парамский порог; в нем

преобладает антигоритовый серпентинит с кристаллическими зернами пикотита и хромита, иногда с сохранившимися зернами оливина и моноклинного пироксена.

Характерно то, что моноклинический пироксен, иногда образующий в серпентините агрегаты, очень сходен с пироксеном янгудского габбро-сиенита. При серпентинизации оливин дает антигоритовый серпентин, пироксен — хризотиловый. Первичная порода — верлит. Периферическую зону серпентинитового массива образуют граносиениты и граниты витимского типа и составляют вместе с ними одно интрузивное тело.

Получается генетический ряд пород, на одном конце которого стоят микропертитовые граниты витимского батолита, на другом — перидотиты Парамского порога.

Судя по данным перечисления этих анализов (рис. 169), видно, что все эти породы генетически тесно связаны друг с другом, что

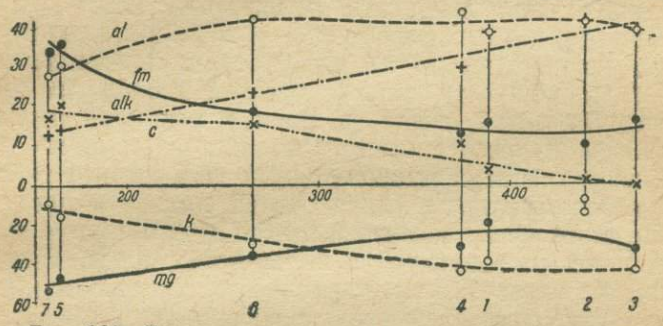


Рис. 169. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород р. Витима. *1—7.*

видно и по характеру изменения k и mg во всех породах как глубинных, так и эффузивных, так и по генетическому ходу линий всех остальных характерных величин — *al*, *alk*, *c* и *fm*.

Все это, наряду с данными минералогического исследования, показывает, что огромный батолит левого берега Витима северомуйский, образован главным образом гранитами не вполне постоянного характера; генетически связаны с ним породы, начиная от гранита и кончая перидотитами. Характерно то, что гранит в значительной степени гибридный, и гибридизм его, по всей вероятности, связан с ассимиляцией кембрийских известняков, которые здесь широко развиты, и частью сохранились в виде более или менее чистых известняков, частью же преобразованы в разнообразные другие породы.

Совершенно иной характер носит район, расположенный к северу от Байкала и к западу от Муйских хребтов, являющийся северо-западным продолжением докембрийских пород, частью скрытых под кембрийскими отложениями.

Здесь между двумя гранитными массивами — одним на юго-востоке, другим на северо-западе, по р. Чуе, располагается бассейн р. Мамы, характеризующийся совершенно иным характером горных пород, чем все остальные, охарактеризованные до этого; аналоги их отчасти имеются только в Канском и Бирюсинском районах. Докембрийские кристаллические сланцы вытянуты полосой 40—50 *км*

шириной, прослеживаемой на протяжении свыше 100 *км* до р. Витима и далее в северо-восточном направлении.

Эта полоса занята главным образом разнообразными гнейсами, переслаивающимися с кварцитами; они пересекаются огромным количеством пегматитовых жил, в ряде случаев с крупными кристаллами мусковита; гнейсы слюдяные, гранатово-дистеновые, роговообманково-гранатовые; им подчинены кристаллические известняки; магматические породы представлены жилами гранитов, пегматитов, аплитов; имеются жилы кварца.

В известняках в виде примесей присутствуют такие минералы, как кварц, биотит, мусковит, плагиоклаз, гранат, роговая обманка, графит, рудные минералы; нередко наблюдается инъекция известняков аплитами и пегматитами.

Число пегматитовых мусковитоносных жил очень велико; между р. Слюдянкой и Красной (Мишарев, 1932) на протяжении 20 *км* отмечают 40 таких жил. Мощность пегматитовых жил разнообразна: в районе Согнодитона она достигает 5—6 *м*, и жилы такого рода прослежены на протяжении до 0,5 *км*; в среднем течении р. Брамьи жила 10—15 *м* мощности служит оленьей тропой на протяжении до 2—3 *км*. На левом берегу р. Витима мощность одной из жил достигает 150 *м* и прослеживается на расстоянии свыше 2 *км*. Это один из наиболее богатых мусковитовыми пегматитами район. Как и в других местах, кристаллические сланцы являются продуктами перекристаллизации свиты перемежающихся друг с другом известняков, частью мергелистых, глинистых и песчанистых пород. Инъекция гранитной магмы сопровождалась привносом, согласно мнению Мишарева, алюмосиликатного вещества, с образованием гнейсов и дистеново-гранатовых сланцев из песчаников и глинистых сланцев, с обогащением кристаллических известняков роговой обманкой, плагиоклазом, слюдами и гранатом. Можно, однако, думать, что главную роль играла перекристаллизация осадочных пород соответствующего состава, а образование дистенов говорит в пользу наличия в районе в прежнее время также и каолиновых отложений.

Имеется ряд месторождений мусковита крупнейшего промышленного значения — Колотовка, М. Северная, Оленьи Острова, Согнодитон и другие; они расположены полосой около 25 *км* ширины в юго-восточной части площади развития кристаллических сланцев. В первых двух месторождениях выход по отношению к пегматиту комового мусковита — 1,1—2,5%; листовой — 0,30—0,40%.

9. Олекмо-Витимский район

Витимо-Олекминский район — огромный по протяженности, между Витимом на юго-западе, Алданом на северо-востоке — изучен петрографически очень слабо. Обручевым дается только общая геолого-петрографическая картина этого района (Олекмо-Витимский золотоносный район, 1923); петрографическую краткую характеристику, главным образом кембрийских пород, дают В. А. Обручев и А. П. Герасимов (1929) и некоторые другие. Наиболее интересна работа Мейстера (1914).

Район между Алданом и Витимом, Патомо-Витимское нагорье, характеризуется как равномерно поднятое нагорье с высотами в сред-

нем около 1 200 *м*; отдельные водоразделы достигают 1 400 *м*, а отдельные вершины — 1 500 *м*.

Главная масса района сложена докембрийскими кристаллическими сланцами разнообразного характера, севернее кембрийскими, местами более или менее метаморфизованными породами; вблизи контакта с гранитом в известняках присутствуют цоизит, скаполит, гранат, диопсид, тремолит, полевые шпаты, турмалин.

В сланцах присутствуют кварц, полевые шпаты, силлиманит, гранат, ставролит, актинолит, рутил, турмалин.

На территории развития докембрия попадаются отдельные участки, образованные гранитом; местами сохранились участки юрских отложений.

Среди гранитов большое значение, как золотоносный, имеет белый биотитовый гранит; местами он переходит в биотитово-роговообманко-

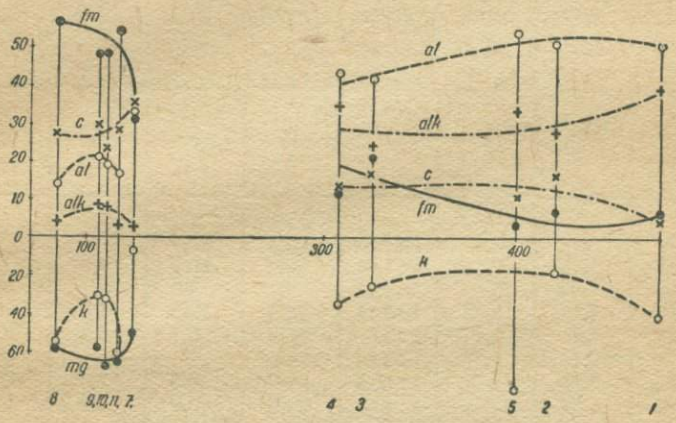


Рис. 170. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Патомо-Витимского плато. *1—11.*

вый или роговообманковый, иногда катакластический. Иногда попадаются участки габбро с лерцолитами и горнблендитами. Жильные породы представлены диабазами, иногда также диоритами, керсантитами. Граниты и диабазы секут докембрий. Граниты здесь также различного возраста.

Гранитовые батолиты сопровождаются жилами аплитов и пегматитов. Обручев указывает на то, что золото не связано непосредственно с близостью массива. В районе Бодайбо, там, где обнаружены граниты, вблизи поверхности или на поверхности земли, золото отсутствует (Герасимов, 1926) и присутствует на большем или меньшем расстоянии от гранитных массивов; «простая близость к гранитному массиву не может гарантировать богатства золотом».

Среди гранитов Олекмо-Витимского района, наряду с преобладающими биотитовыми гранитами развиты биотитово-роговообманковые, роговообманковые граниты; последние отличаются большей основностью, чем остальные; развиты также жильные мусковитовые граниты.

Все они обладают в общем одним и тем же характером и генетически связаны друг с другом. Это выступает и в данных перечисле-

Химический состав магматических пород Олекмо-Витимского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	75,76	0,20	13,77	0,94	0,25	Следы	0,57	4,01	3,89
2	72,71	0,26	15,63	1,02	0,49	Следы	2,78	4,03	1,40
3	70,65	—	15,12	0,58	2,90	0,38	2,40	4,53	2,90
4	68,75	0,26	15,42	0,47	1,36	50,60	2,50	5,27	4,11
5	67,32	0,32	18,19	1,20	0,88	0,19	2,52	4,11	5,10
6	66,79	0,32	17,14	0,88	1,33	0,41	2,39	4,34	6,15
7	50,84	0,48	22,38	4,44	3,52	3,94	12,23	0,91	0,12
8	46,60	0,42	12,09	5,91	6,22	13,34	14,52	0,53	0,10
9	50,24	2,05	12,50	1,35	9,05	10,89	11,98	0,51	1,08
10	47,71	1,51	16,07	0,85	8,96	9,17	9,85	2,51	1,85

№ анализа	$\overline{R}O$	SiO_2	α	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,07	9,78	4,8	1,87 : 1	82,3	11,9	0,5	7,6	3,5
2	1,25	7,75	3,64	1 : 1,51	80,3	10,7	6,6	2,7	8,1
3	1,4	7,93	3,6	1 : 1,41	76,4	8,0	5,1	6,9	7,5
4	1,3	7,18	3,33	1,63 : 1	75,5	12,0	3,0	5,0	6,6
7	1,6	3,4	1,47	1 : 2,4	55,8	0,7	8,9	10,4	9,3
8	4,7	5,1	1,32	1 : 34,4	—	—	—	—	—
9	4,84	6,69	1,7	1 : 30,7	52,8	0,6	3,2	16,2	4,0
10	3,52	4,88	1,49	1 : 8,8	51,8	2,0	3,2	14,8	6,7

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	50,2	6,0	3,8	40,0	476	0,39	—	—
2	50,2	6,4	16,6	26,8	420	0,18	—	—
3	40,6	20,7	15,0	23,7	322	0,25	0,35	—
4	43,0	10,6	12,0	34,4	307	0,34	0,37	—
5	54,0	3,4	9,8	32,8	400	0,78	—	—
7	32,3	30,5	35,0	2,2	126	0,06	0,48	1,16
8	13,0	56,5	28,4	2,6	86	0,55	0,63	0,50
9	20,8	48,0	23,8	7,9	107	0,33	0,63	0,49
10	18,4	48,0	28,3	5,3	115	0,27	0,68	0,59
11	15,8	54,0	27,7	2,5	118	0,60	0,65	0,51

1. Биотитовый гранит. Джездакарский массив. Р. Энгажимо. 2. То же. Жуинский массив. Р. Каваль. 3. То же. Р. Витим. 4. То же. Биотитово-роговообманковый гранит. Бульбухтинский массив. 5. Роговообманковый гранит. Энгажимовский массив. 6. То же. Там же. 7. Габбро. 8. Лерцолит, 9. Горнблендит первая разновидность, по Мейстеру. 10. То же. Третья разновидность. 11. Вторая разновидность.

ний химических анализов по методам как Левинсон-Лессинга, так и Нигли (рис. 170).

Характерно обычное превышение содержания окиси натрия над окисью калия, иногда наблюдается и обратное. Мейстер относит эти граниты к типу щелочных гранитов, т. е. особенно богатых микропертитом (калием).

Характерно также то, что отношение ортоклаза к плагиоклазу только в двух гранитах близко к эвтектическому (по Фогту 0,42 : 0,58), обычно оно близко к 1.

Исходя из химических особенностей, Мейстер разделяет эти граниты на следующие три типа: 1) эвтектический (микропертит-альбитовый), 2) калиевый (микроклиновый) и 3) натровый (альбитовый).

Габбро было встречено в виде глыб на берегу р. Нечеры одновременно с глыбами гранитизированного сланца; оно почти черное, сравнительно мелкозернистое, состоит из толстотаблитчатого битовнита № 70—80, клиноэнстатита, судя по небольшому угасанию при остальных свойствах, которые характерны для гиперстена, моноклинного пироксена и зеленой роговой обманки, замещающей здесь пироксен.

Одновременно присутствуют глыбы лерцолита, мелкозернистого черно-зеленого, главными составными частями которого является обыкновенный оливин, резко идиоморфный, а также моноклинический и ромбический пироксен, кроме того, присутствует небольшое количество анортита.

В лерцолите развито большое количество вторичных минералов.

Горнблендиты встречены в виде нескольких разновидностей; глыбы двух разновидностей встречены среди гранитизированных сланцев, одна среди гранитов; первая разновидность мелкозернистая темносерая, образована ксеноморфным агрегатом светло-бурой роговой обманки, безцветного пироксена и граната с отдельными крупными кристаллами пироксена; все минералы замечательно свежи. Вторая отличается отсутствием граната, присутствием небольших количеств андезина и биотита. Третья — состоит почти исключительно из буровато-зеленой роговой обманки.

Химический состав всех трех разновидностей почти одинаков; при постепенном падении кислотности повышается содержание глинозема.

Все эти породы, как видно из данных химических анализов и их перечисления, очень близки друг к другу.

По Мейстеру, горнблендиты более глубокого происхождения, чем лерцолиты. Возможно и другое объяснение: горнблендиты образовались за счет лерцолитов или близких к ним пород.

Диабазы встречены в контактной зоне гранита среди гранитизированных сланцев также отдельными глыбами; породы в значительной степени амфиболитизированы (эпидиабазы). Кроме того, встречены жилы диабаза среди патомской свиты песчаников и глинистых сланцев; плагиоклаз № 75 полностью замещен мелкозернистым агрегатом эпидота, мусковита и слюды; титан-авгит сравнительно свежий.

С эпидиабазами тесно связаны амфиболиты, состоящие главным образом из роговой обманки с примесью лабрадора № 75.

Таблица 197

Химический состав пород Олекминского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	72,06	0,26	14,73	1,25	1,21	0,25	2,13	2,47	4,50
2	72,12	0,33	15,47	0,60	1,41	0,40	2,04	3,64	3,15
1	1,10	8,01	3,70	1,8	1	78,8	11,5	4,9	3,6
2	1,0	7,77	3,88	1,4	1	79,4	11,5	7,3	1,2

1. Среднее из пяти анализов порфировидных биотитовых гранитов окрестностей Константиновского завода в Олекминском районе. 2. Среднее из трех анализов гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Оттуда же.

Содержание минералов в тех же гранитах (среднее из пяти анализов) (в %):

Ортоклаза	35,5
Плагиоклаза	22,9
Кварца	34,2
Биотита	6,9

Как видим, состав глубинных гранитов и полуглубинных и излившихся гранит-порфиров и кварцевых порфиров почти одинаков, с той разницей, что последние более лейкократовы и, кроме того, отличаются большим содержанием натрия, чем калия, сравнительно с гранитами.

Из полезных ископаемых — только золото приурочено к местам размыва пород метаморфической толщи, прорезанных гранитами. Содержание золота в россыпях от 1,25 *г/т* и до 14,65 *г/т*, чаще до 5,50 *г/т*; наиболее богата Витимская группа россыпей.

В парамских перидотитах обнаружено всего 0,00012% золота, или следы; платины не оказалось.

В Олекминском районе, у Константиновского рудника, выступает верхняя часть гранитного купола (1926); преобладает лейкократовый порфировидный биотитовый гранит из олигоклаз-андезина, ортоклаза и микропертита, биотита. Они же встречены в двух дайках, в них часто резко выражены катаклазы.

Кроме того, имеются гранит-порфировые и кварцево-порфировые (микрогранитовые биотитовые порфиры) дайковые интрузии.

Контактные изменения ведут к образованию в углистых глинисто-кварцевых сланцах андалузита и крестообразных двойников ставролита, биотитово-амфиболово-кварцевых роговиков, роговообманково-полевошпатовых филлитов.

В связи с выходами на поверхность гранитной магмы получилось и огромное обогащение пород золотом: газообразные эманации и горячие растворы несли с собой различные сульфиды, в числе их содержащие золото в виде малоустойчивых у поверхности земли соединений. Золото обильно пропитало филлиты и образовало из них основной фундамент золотых россыпей.

Золото выносилось в куполах (в вершинах последних), глубокие

части батолитов остались без золота; кругом них породы пустые. Золотоносность, следовательно, тесно связана с распространенностью батолитов гранитов. Вблизи батолитов можно ожидать встретить золото в западно-северо-западном направлении, пока магма не уйдет на большую глубину.

10. Алданский район

Алданский район был в петрографическом отношении изучен Зверевым (1931) и Бахваловым (1932). Горная часть Алданского района представлена двумя цепями гольцов, идущими почти под прямым углом одна к другой; из них северо-западная характеризуется тем, что отдельные гольцы, образованные частью послеюрскими магматическими породами, частью песчано-сланцевыми юрскими породами, достигают 1 650 *м* высоты (голец Пуричи), северо-восточная цепь несколько ниже; гольцы достигают высоты до 1 569 *м*.

Здесь развиты докембрийские гнейсы, амфиболиты и кварциты, прорванные аляскитовыми гранитами красного цвета; на этих породах залегают слои кембрийского возраста, представленные песчаниками с конгломератом и прослоями известняков и мергелей; выше располагаются почти горизонтальными слоями юрские песчано-сланцевые породы.

Все эти породы прорезаются многочисленными интрузиями микропертитовых гранитов, называемых обоими авторами щелочными, реже щелочноземельных гранитов, кварцевых сиенитов, сиенитов, сиенит-порфиров, кварцевых и порфировидных кварцевых монцонитов, порфировидных монцонитов и монцонитовых порфиров. В небольшом количестве среди этих интрузий встречаются также и интрузии роговообманковых и кварцевых роговообманковых порфиритов.

Интрузии были разбиты тектоническими трещинами, в которые проникли разнообразные, главным образом жильные породы — кератофиры, сиенит-порфиры, кварцевые и бескварцевые порфиры, также щелочные авгитовые порфириты, минетте и диабазы.

После окончания процессов интрузий, по Бахвалову, проявилась деятельность гидротерм, которые дали начало золотоносным кварцевым жилам. В тесной связи с золотоносными кварцевыми жилами стоит развитие также флюоритово-кварцевых жил; характерно то, что кварцевые жилы секут как юрские, так и послеюрские магматические породы, метаморфизующие в ряде контактов как кембрийские, так и послеюрские слои, дислоцируя их, и образующие небольшие массивы, лакколиты, пластовые залежи (силли), часто жилы разнообразной мощности. В верхнем течении р. Юхты находится крупный лакколит, занимающий площадь около 70 *км*^{2}.

Среди магматических пород преобладают аббисальные фации, реже встречаются эффузивные.

Докембрийский аляскитовый г р а н и т, красный, крупно- и среднезернистый, с однообразным минералогическим составом; главные и часто единственные компоненты его — кварц и калиевый полевой шпат (микропертит, микроклин, реже ортоклаз, частью анортоклаз с $2V = 54°$), изредка присутствует биотит или хлорит. Для этой породы характерно преобладание окиси калия над окисью натрия.

Послеюрские граниты светлосерые, среднезернистые, обычно порфировидные с гипидиоморфно-зернистой структурой. Характерен их

состав из микропертита, альбита № 6 и мелких кристалликов эгирина; кварц часто в значительной степени катакластический. Эгирин частью замещается арфведсонитом и биотитом. Встречаются также и эгириновые микрограниты, с ксенолитами юрских песчаников.

Иногда встречаются и послеюрские аляскиты и гранит-порфиры щелочного характера, светлозеленовато-серые, с редкими крупными вкрапленниками полевого шпата (плагиоклаза, близкого к альбиту). Этот гранит-порфир носит ясно выраженный щелочной характер и близок к альбититам (кварцевым трахитам). Щелочной характер носят также в ряде мест выступающие авгитовые сиениты (типа лаурвикитов) серые, иногда окрашенные плавиком в слабофиолетовый цвет, иногда сильно пиритизированные, также кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, кератофиры частью кварцевые. В сиенит-порфирах — роговообманковых, авгитово-роговообманковых, авгитовых — калиевый полевой шпат, микропертит, плагиоклаз кислый, в первой группе № 25—30, во второй № 7—20, в последних вокруг пироксена присутствует каемка из зеленого эгирина.

К основным щелочным породам Бахвалов относит также авгитовый порфирит и порфирит с пилотакситовой основной массой, в связи с присутствием в нем анортоклаза, далее лейцитовый базальт серовато-зеленый, среднезернистый с вкрапленниками титан-авгита и оливина. В основной массе присутствуют шестиугольные каолинизированные кристаллики, которые Бахвалов считает остатками лейцита.

Характерно присутствие эгириновых тингуаит-порфиров (Зверев, 1932) с микролитовой, частью трахитовой структурой основной массы, состоящей из санидина и эгирина, и с вкрапленниками калиевого полевого шпата, близкого к анортоклазу.

Таким образом, как видно из результатов анализов, в Алданском районе развиты в значительном количестве породы щелочного характера, однако, не натровые, а калиево-натровые, которые не всегда подходят под те или иные классы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Ниггли.

Одновременно развиты, согласно Бахвалову, также и породы щелочноземельные — граниты, образующие жилы до 12—13 *м* мощности, кварцевые сиениты и сиениты, также монцониты кварцевые и бескварцевые, отличающиеся резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ортоклазу, с авгитом. Эти монцониты частью порфировидны и переходят в монцонит-порфиры, которые равным образом можно назвать монцонитовыми и кварцевыми монцонит-порфирами, и авгитовыми и кварцево-авгитовыми сиенит-порфирами. В большом количестве развиты жилы кварцевых и бескварцевых порфиров и разнообразных роговообманковых порфиритов. Анамезитовые диабазы встречены только в виде россыпи, с микродиоритовой, частью сидеронитовой структурой, с идиоморфными и тонкими табличками и призматическими кристалликами лабрадора (№ 80) и меньшего количества аллотриоморфного авгита.

Излившиеся аналоги глубинных перидотитовых магм, пикриты, представлены только гальками.

Послеюрские породы вызывают изменения известняков, причем получаются в ряде случаев скарны, в составе которых присутствуют магнетит, иногда в довольно крупных скоплениях, пироксен, актино-

Химический состав магматических пород Алданского района

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	76,90	Следы	12,87	0,41	0,29	Следы	0,17	0,90	1,88	6,20
2	62,91	—	16,10	3,49	1,55	0,29	2,05	3,61	4,61	3,95
3	64,92	—	17,61	1,58	1,23	Следы	1,54	2,65	4,44	3,37
4	59,09	0,70	16,61	3,85	2,22	0,12	1,67	4,85	4,58	5,11
5	58,03	0,63	17,58	2,36	2,45	0,10	2,40	3,77	4,34	7,31
6	68,20	0,19	17,37	2,08	0,26	0,05	Сл.	0,72	5,84	3,81
7	62,36	0,38	17,61	2,71	1,67	0,10	1,32	2,26	3,23	4,85
8	53,23	0,64	19,83	1,66	4,24	0,06	1,78	2,89	0,92	11,35
9	55,04	0,67	17,69	6,49	1,06	0,14	0,53	1,34	5,87	10,16

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	*a*	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	0,9	10,5	5,0	4:1	83,7	15,3	4,7	0,0	3,0
2	1,4	7,7	3,2	1:1,25	70,5	9,3	3,3	7,4	6,0
3	1,3	6,0	2,8	1:1,1	72,0	9,4	5,3	5,3	6,5
4	1,5	5,0	2,2	1:1,2	67,5	8,7	2,6	8,7	6,0
5	1,6	5,2	2,2	1:1,1	66,1	9,3	1,4	9,3	5,0
6	0,8	6,4	3,4	7:1	78,0	15,3	4,7	0,0	5,0
7	0,9	5,5	2,9	1,3:1	74,0	10,6	6,7	2,7	5,4
8	1,5	4,6	2,0	1:1,1	64,0	9,3	4,0	6,7	1,3
9	1,2	4,2	2,0	3,7:1	66,0	17,0	0,0	4,0	4,5

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	50,0	5,5	6,5	38,0	510	0,68	0,29	1,18
2	34,1	26,1	14,2	25,6	227	0,36	0,43	0,55
3	40,2	16,1	18,7	25,0	253	0,33	0,31	1,16
4	32,6	24,4	17,3	25,7	199	0,43	0,35	0,71
5	33,5	24,5	13,0	29,0	186	0,53	0,48	0,53
6	70,6	9,0	3,8	36,6	337	0,50	0,11	0,42
7	44,8	23,5	5,0	28,7	270	0,50	0,36	0,21
8	38,5	24,5	10,2	36,9	174	0,89	0,35	0,41
9	34,0	21,6	4,4	40,0	180	0,53	0,12	0,20

1. Аляскит. 2—3. Авгитово-роговообманковый сиенит-порфир. 4—5. Щелочной авгитовый сиенит-порфир. 6. Щелочной гранит-порфир. 7. Керсантит. 8—9. Лейцитовый тингуаит-порфир.

лит, тремолит, слюды, форстерит, хонроддит, шпинель, гранат, кальцит, брусит, флюорит, цоизит и пирит.

Магнетит встречается в сочетаниях с различными упомянутыми только что выше минералами, образуя слюдяно-магнетитовые, магнетито-пироксеновые и другие породы.

Золотоносность не выходит за пределы гольцов. Золото генетически связано с контактами между послеюрскими породами и кембрийскими известняками, одновременно присутствует также в кварцевых жилах гидротермального происхождения, находится также в изверженных породах в виде импрегнаций.

По Звереву, контактные изменения под влиянием позднемезозойских и третичных интрузий происходят двух родов:

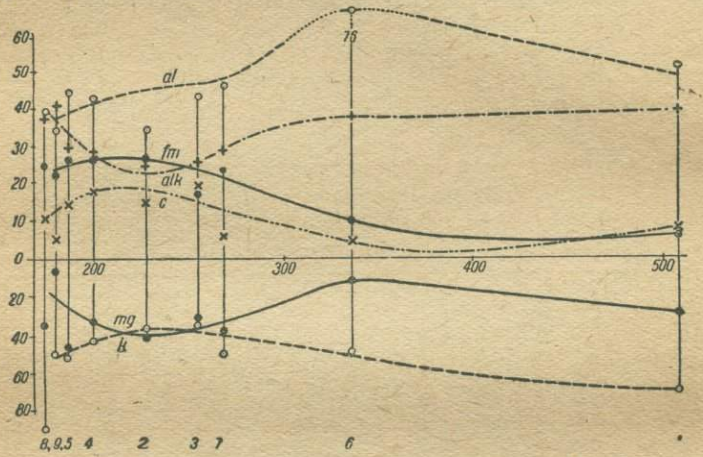


Рис. 171. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Алданского района. *1—9.*

1. В контакте с авгитовыми сиенит-порфирами образуются главным образом скарновые породы — актинолитовые, гранато-пироксеновые, слюдяно-тремолито-гумитовые и другие, иногда с контактно-метаморфическими месторождениями магнетита.

2. Преимущественно сульфидный тип, с образованием золото- и серебросодержащих сульфидов железа, меди и свинца, широко распространенных как в известняках, так и в гнейсах докембрия. Кварцевые жилы связаны с тем и другим типом оруденения.

Содержание золота достигает в кварцевых жилах 15,0 *г/т*, серебра — 26 *г/т*.

Среди анализированных пород (рис. 171) имеется, как видно, две группы; одна из них докембрийская — аляскитовая (по классификации Левинсон-Лессинга, тип липарита), богатая кремнекислотой и *alk*, среди последних много *k*. Следует обратить внимание на то, что послеюрский щелочный гранит-порфир (анализ 6) по химическому составу генетически близок к аляскиту (анализ 1); обе породы отличаются величиной *k*; судя по последней, гранит-порфир особенно близок к щелочной натриево-калиевой магме, давшей начало ряду послеюрских магматических щелочных пород, частью ненасыщенных, содержащих эгирин, частью нефелин; вопрос о присутствии лейцита — остается под сомнением.

Можно считать, что Алданский район характеризуется как щелочная калиево-натровая провинция, аналогичная соседним районам, расположенным далее на север (берег Северного полярного моря, в частности у Св. Носа).

11. Восточное Забайкалье

Восточное Забайкалье в геологическом отношении отличается от районов Восточной Сибири и Дальнего Востока и в то же время обладает рядом общих черт с ними. Характерное отличие этого района с точки зрения, в частности минералогенеза и петрогенеза, — присутствие здесь в сравнительно большом количестве таких металлов и элементов, как фтор (плавиковый шпат), олово (оловянный камень), вольфрам (вольфрамит), а также в определенных зональных областях Восточного Забайкалья таких, как свинец, цинк, серебро (свинцово-серебряные руды), иногда также золото, медь, ртуть (киноварь) и другие.

Этот район, изучавшийся рядом геологов, минералогов, петрографов, несмотря на свое исключительное значение для промышленности СССР и исключительный минералогический и петрографический интерес, чрезвычайно слабо изучен и геологически, и минералогически, и петрографически, и с точки зрения изучения его рудных богатств.

Восточное Забайкалье, вопреки мнению В. М. Крейтера (1933, стр. 6), до сих пор крайне недостаточно изучено. Имеются отдельные изученные участки, но изученные только с точки зрения геологической, причем карты, составленные по данным геологических исследований, частью не согласованы друг с другом («Материалы по геологии Восточного Забайкалья», 1931, где приложен ряд карт, не увязанных друг с другом) и частью совершенно неверны.

Кроме того, материал изучался геологически и почти без петрографической проработки, поэтому недостаточно изучены или почти не изучены магматические породы и не выявлены в достаточной степени их петрографические и химико-генетические особенности, за исключением отдельных пятен; приведены только самые общие описания пород, почему и получается резкая несогласованность точек зрения. Недостаточно изучена палеонтология и стратиграфия Восточного Забайкалья. Фактически мы имеем только первое приближение к познанию этого чрезвычайно интересного и в высокой степени промышленно важного района.

Имеется чрезвычайное разнообразие мнений различных исследователей на геологию и тектонику района Восточного Забайкалья, как и Прибайкалья.

В. А. Обручев и ряд других геологов-петрографов дает, в развитие идей Зюсса, такое толкование геологии и тектонике района Забайкалья вообще: в связи с пликативными процессами докембрийские образования выдвинуты были еще до начала кембрийской эпохи на поверхность земли, и складчатая страна сделалась сушей. В результате пликативных процессов произошли интрузии гранитных магм и ряда разнообразных жильных пород. Осадочные породы играют роль только в восточной части Забайкалья, куда заходило палеозойское море, и лишь местами сохранились юрские отложения. В северо-западной части Забайкалья моря не было. М. А. Тетяев вместе со своими учениками и последователями высказал совершенно иную точку зре-

Таблица 199

Химический состав магматических пород Восточного Забайкалья

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	72,56	—	14,52	0,63	0,51	0,35	1,68	1,78	5,99
2	75,32	—	12,57	1,48	—	0,16	1,00	6,50	0,69
3	73,85	—	13,80	0,48	1,35	Следы	1,10	3,17	5,45
4	74,12	—	14,49	1,15	—	0,51	1,68	3,65	0,43
5	76,91	—	13,24	1,29	—	0,10	0,48	2,71	0,45
6	75,74	—	12,91	0,40	—	—	0,14	3,14	4,63
7	66,36	0,40	14,16	2,11	2,59	2,38	3,75	3,86	3,25
8	70,82	0,15	14,11	1,71	0,86	0,71	2,36	4,71	4,34
9	65,72	0,31	14,48	1,47	3,02	2,89	4,03	2,82	4,13
10	70,26	0,40	14,35	0,97	1,41	1,28	2,45	4,92	3,82
11	73,19	0,18	14,53	0,43	0,69	0,59	0,51	4,41	4,17
12	71,75	0,03	15,62	0,34	0,57	0,16	0,52	6,12	4,42
13	55,95	0,63	15,14	1,04	4,24	6,36	5,52	2,98	2,90
14	59,16	0,94	15,89	1,77	3,71	3,07	5,20	3,07	3,20
15	52,99	1,13	17,00	3,12	3,88	5,01	7,23	3,20	2,78
16	59,70	0,89	16,59	0,75	5,14	4,01	5,79	3,34	2,73

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	*a*	$R_2O : RO$	*S*	*a*	*c*	*f*
1	0,90	8,2	4,3	2,4 : 1	—	—	—	—
2	1,0	9,1	4,3	5,1 : 1	—	—	—	—
3	1,0	8,6	4,3	3,5 : 1	—	—	—	—
4	0,7	8,3	4,5	11,5 : 1	—	—	—	—
5	0,5	8,6	5,5	2,4 : 1	—	—	—	—
6	1,1	9,7	4,8	3,8 : 1	—	—	—	—
7	1,7	7,3	3,1	1 : 1,7	73,0	7,3	3,0	9,7
8	1,3	7,9	3,7	1 : 0,6	77,6	11,9	1,7	0,4
9	1,5	8,0	3,5	1,3 : 1	76,4	11,0	1,7	7,3
10	1,8	7,3	3,0	1 : 2,1	72,0	6,4	3,6	10,0
11	1,0	8,3	4,1	4,4 : 1	80,5	14,9	1,1	4,0
12	1,2	7,7	3,7	5,6 : 1	77,7	19,0	0,0	1,0
13	2,6	6,0	2,2	3,8 : 1	62,8	3,9	3,5	12,6
14	1,8	5,9	2,4	3,8 : 1	67,5	5,3	4,4	10,3
15	2,1	4,7	1,8	2,7 : 1	60,4	4,0	4,1	11,9
16	4,1	5,9	2,3	3 : 1	65,3	4,6	4,3	11,1

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	51,0	6,3	10,1	32,6	430	0,69	0,50	0,16
2	44,5	8,6	6,8	40,4	450	0,06	0,21	0,75
4	54,0	10,2	11,4	24,4	470	0,06	0,48	1,11
5	59,6	13,2	4,3	22,9	700	0,10	0,35	0,33
6	45,5	8,6	5,0	40,9	456	0,43	0,00	0,58
7	32,8	28,4	15,6	23,2	367	0,35	0,49	0,55
8	39,2	14,5	11,9	34,4	335	0,38	0,33	0,82
9	38,0	17,0	11,8	33,2	318	0,32	0,51	0,70
10	32,6	30,4	16,9	20,7	253	0,48	0,55	0,55
11	41,7	4,7	15,1	36,5	355	0,31	0,60	2,09
12	44,5	4,7	2,2	48,6	381	0,28	0,25	0,34
13	26,6	41,4	17,7	14,3	167	0,38	0,67	0,43
14	32,1	31,1	19,2	17,6	204	0,40	0,51	0,62
15	27,8	37,0	21,5	13,7	145	0,36	0,56	0,58
16	30,4	34,0	20,0	15,6	186	0,34	0,55	0,59

1. Аплитовый микропертитовый гранит. Цаган-Олуй. 2, 3 и 4. Биотитовый гранит Шерловой горы; анализы Кульгавова (2 и 4) и Книповича (3). 5. Кварцевый порфир. Там же. 6. Гранит послеюрский. Турга. Фрейвальд. 7. Роговообманковый гранит. Бассейн р. Невера в Верхнеамурском крае. Хлапонин. 1932. 8. Гранитит. Верхняя часть течения р. Бургали. Там же. 9. Порфировидный роговообманково-биотитовый гранит. Р. Нижняя Аума. Там же. 10. Гранодиорит. Р. Керак. Там же. 11. Кварцевый порфир. Р. Керак. Там же. 12. Плотный афанитовый фельзит. Р. Амур. Там же. 13. Авгитовый порфирит, 34 *км* от ст. Рухлова. Там же. 14. Авгитовый андезит. Р. Солонечная. Там же. 15. Оливиновый диабаз. Р. Осежина. Там же. 16. Андезит. Р. Топока. Там же.

ния; он указывал на развитие нормальных морских отложений, частью значительно более юного возраста, чем докембрий, в Саянском нагорье, на наличие надвига, частью огромных размеров, на горизонтально залегающие юрские отложения Иркутского амфитеатра, что противоречит представлению о неподвижной древней континентальной платформе. Тетяев считает, что по крайней мере в районе северо-восточной окраины Саянского нагорья имеется размытая антиклиналь докембрийских пород среди складчатого комплекса палеозоя, частью юры.

В Восточном же Забайкалье имеется вся серия осадочных пород, начиная от кембрия и кончая третичными отложениями; здесь же проявляется чрезвычайно резко, согласно Тетяеву, альпийский орогенез.

Для Восточного Забайкалья может считаться на данное время установленным, что здесь имеются отложения, начиная от кембрия и кончая третичными; возможно правильно мнение Тетяева, что докембрий здесь отсутствует, присутствует он лишь в области Прибайкалья (рис. 172).

Интрузии проявлялись частью в палеозойское время, частью в конце мезозоя, как и в районе Алдана, возможно также и в более позднее время. Излияния продолжались в третичное и более позднее время.

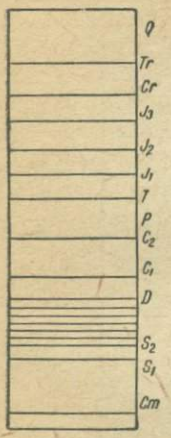


Рис. 172. Схематический разрез Восточного Забайкалья.

Особенно резко проявилась варисцийская складчатость и значительно более слабо альпийская, если считать ее начало в мезозое.

Можно согласиться также и с Смирновым относительно того, что Восточное Забайкалье в настоящее время можно рассматривать, как альпийскую складчатую область, обладающую своеобразной покровной структурой, с обильными интрузиями гранитов, обусловивших основные черты орудения.

Химическая характеристика этих и других пород района дана на рис. 173.

С немым палеозоем здесь связана интрузия гранита, имеющего катакластический характер. В связи с ним находятся породы, называемые Крейтером гибридными, к которым он относит сиениты и диориты, образующие оторочку гранитной интрузии; наиболее развиты биотитовые граниты, биотитово-роговообманковые и роговообманковые граниты играют второстепенную роль.

Доюрская интрузия характеризуется местами также, как гранодиоритовая, преобладающая иногда (Аргунь) над гранитной с переходами в диориты. Иногда наряду с крупнозернистыми кварцевыми диоритами встречаются и кварцевые диорит-порфириты с довольно мелкозернистой основной массой (к югу от Улятуя, по пади Сонгич, левому притоку Калангуя). Граниты обычно калиево-полевошпатовые, лейкократовые, состоят из

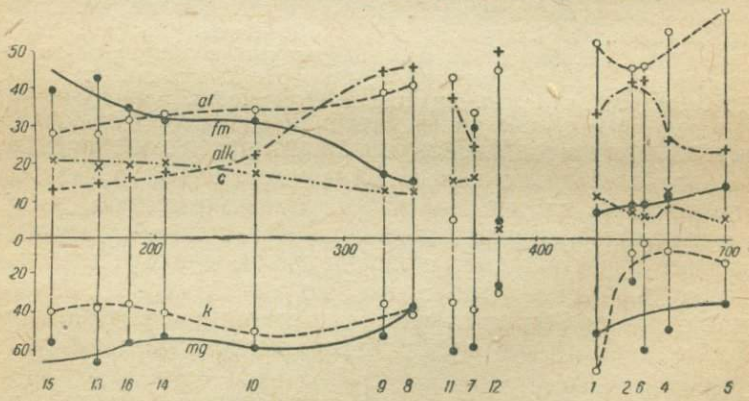


Рис. 173. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Восточного Забайкалья. *1—16.*

микроклина, кварца, реже плагиоклаза (альбита № 0—6). К этим же гранитам принадлежат биотитовые акатуевские граниты Лисовского. Характерно, что древний гранит нередко метаморфизует палеозойскую толщу. Местами эти древние граниты, по мнению Тетяева, надвинуты на юрские отложения.

Таким образом, доюрские граниты обладают значительным разнообразием и в ряде случаев, судя и по очень поверхностным описаниям их рядом авторов, мало интересовавшихся петрографией района, очень сходны с рядом гранитов, которые развиты за пределами Забайкалья.

Большую роль играют крайне разнообразные послеюрские интрузии, также главным образом гранитные, прорезающие и метаморфизующие юрские отложения. Так, в районе месторождений плавикового шпата окрестностей Турги выступают глинистые сланцы, чередующиеся с аркозовыми песчаниками; в контакте с этими юными гранитами и гранодиоритами, преобразованные в андалузитовые, хиастолитовые, турмалиновые, графитовые и биотитизированные сланцы. В других местах происходят и другие явления контактового метаморфизма.

Петрографически среди юных гранитов Забайкалья можно различать две группы: более кислую ононскую и более основную аргунскую. Граниты Тургинского, Цаган-Олуевского и других районов, как и граниты ряда месторождений вольфрама (Букуку, Шерловой горы и др.) характеризуются, как ононский тип гранита.

Деньгин в районе р. Чикоя различает три типа гранитов:

1. Доюрские известково-щелочные, наиболее древние; они особенно широко распространены и диференцированы через биотитово-роговообманковые до роговообманковых гранитов, частью до амфиболовых гранодиоритов (кварцевый монцонит) и далее до диоритов и габбро-диоритов. Они окрашены в буровато-серый, иногда темный цвет и дают переходы в кварцевые порфириты. Граниты и вообще породы этой группы затронуты катаклазом, сами граниты сменяются гранито-гнейсами вплоть до милонитов и ультрамилонитов.

2. Послеюрские аляскитовые граниты красноваты; с ними развиты аляскитовые аплиты; они пересекают древние граниты.

3. Биотитовые калиполевошпатовые граниты с порфировидной структурой.

Среди древних пород встречаются иногда и основные породы — актинолитизированные габбровые породы. С древними гранитами связаны аплиты, пегматиты, кварц, лампрофиры, спессартиты, редко вогезиты и единично керсантиты. Среди асхистовых пород, связанных с теми же доюрскими гранитами присутствуют микрограниты и микродиориты, гранит-порфиры и диорит-порфириты, гипабиссальные базальты с пойкилоофитовой структурой.

С аляскитовыми гранитами послеюрского возраста связаны буроватые кварцевые порфиры, темносерые, плотные гранофиры, аляскитовые аплиты, пегматиты типа аплитовых гранитов, кварц, с которым связана золотоносность левобережья Чикоя, развиты также и эффузивы послеюрского возраста, образующие поверхностные лавовые излияния, частью интрузии; местами они сопровождаются туфами; к ним относятся витрофировые и гиалопилитовые порфириты, к пластовым интрузиям — полнокристаллические и пилотакситовые порфириты; петрографически это кварцевые и более основные порфириты — плагиоклазовые и авгитовые порфириты, оливиновые вейсельбергиты и диабазовый порфирит; в них часто наблюдается миндалекаменная структура.

Район Чикоя попадает в область герцинской складчатости Те-

тяева, идущей к верховьям Амура. Рудное золото здесь приурочено к кварцевым жилам.

Оруденение Гутайского месторождения молибденового блеска на р. Чикое связано с кварцевыми жилами и с аляскитовыми гранитами. Содержание молибденового блеска в породе около 3—4% (1926). Встречается халькопирит, свинцовый блеск, самородная медь, медная зелень.

В районе Ингоды, далее на юго-восток, мезозойские биотитовые калиполевошпатовые граниты, иногда с аляскитовыми разностями, сопровождаются разнообразными фациями — биотитово роговообманковыми гранитами, плагиогранитами с олигоклаз-андезином, биотитом, бурым амфиболом и малым количеством калиевого полевого шпата, далее гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, из жильных пород — кварцевыми порфирами, гранит-пегматитами, гранит-аплитами и аплитами, спессартитами, кварцевыми жильными образованиями, иногда с высокотемпературным оруденением — молибденитом и арсенопиритом; имеются также более низкотемпературные кварцево-халцедоновые и кварцево-карбонатовые жилы.

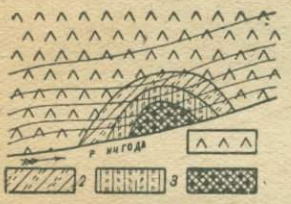


Рис. 174. Дифференциация основных пород р. Ингоды (Деньгин, 1932).

1 — актинолитовое габбро; *2* — троктолит; *3*—меланократовый троктолит; *4*—оливинит.

Для района Ингоды Деньгин дает такой характерный возрастно-петрографический разрез (рис. 174).

Палеозой: Кварцево-биотитовые сланцы, кварциты слюдистые, кристаллические роговики. Известково-щелочные граниты (катакластические) и гнейсы. Основные породы: габбро-нориты, оливиновые нориты, оливиновые габбро-нориты, амфиболитизированные породы (троктолиты). Ультраосновные породы: оливиниты, роговообманковые перидотиты, серпентиниты.

Мезозой: Граниты существенно калиполевошпатовые, плагиограниты, кварцевые диориты и диориты.

Кайнозой (четвертичный период): Древний аллювий, современный аллювий.

Особенно интересен основной массив р. Ингоды. Массив занимает пространство не менее 6 *км* ширины, до 12 *км* длины.

Основные породы этого массива среднезернистые, реже мелкозернистые, серые; главными минералами их являются лабрадор, авгит (диаллаг) и гиперстен в различных относительных количествах, частью оливин и бурая роговая обманка. Среди них можно различать жилы:

1. Габбро-норит, оливиновый габбро-норит, оливиновое габбро, оливиновый норит.

2. Группа амфиболитизированного норита и амфиболового габбро.

3. Группа меланократовых и лейкократовых троктолитов, отличающихся пятнистой структурой и составом из идиморфного оливина и аллотриоморфного плагиоклаза, иногда с друзитовыми оболочками.

4. Группа ультраосновных пород представлена оливинитом, плотным, тонкозернистым, черным, из оливина, моноклинного пироксена, магнетита; изредка присутствуют перидотиты, состоящие почти исключительно из оливина с примесью бурой роговой обманки.

Массив прорезан многочисленными жилами, частью асхистовыми — жильным амфиболовым грубозернистым габбро, частью мелкозернистым (беербахитом), плагиоклаз-амфиболовым пегматитом и диасхистовыми лабрадоровыми плагиоклазитами, состоящими почти исключительно из лабрадора, иногда и из битовнита; окраска их обычно серая.

Массив интересен в том отношении, что здесь одновременно присутствуют две анхимономинеральные породы — лабрадориты, с одной стороны, оливиниты и перидотиты — с другой, т. е. как бы оба типа габбровых пород — уральский и украинский в одном — ингодинском типе; характерно также мощное развитие жильных пород, совершенно ясно подтверждающих связь ряда перечисленных жильных ассхистовых и диасхистовых пород с габбровой магмой.

Химические анализы отсутствуют.

Деньгин рассматривает массив габбро-перидотитовых пород, как громадный вплавленник в гранитные породы послеюрского возраста.

Деньгин различает несколько фаз в образовании этого массива:

1. Интрузия габброноритовой магмы, последующая амфиболитизация ее.

2. Интрузия в виде жил без механических деформаций ультраосновных пород, в виде коротких дайкообразных тел и жил северо-западного простирания.

3. Интрузия ассхистовых и диасхистовых жил при одновременно происходивших механических деформациях.

Встречены были следующие полезные ископаемые:

1. В наносах — золото, оловянный камень, шеелит, монацит, хромит (Au, Sn, W, Ce, Cr).

2. В коренном залегании — золото, молибденит, плавиковый шпат (Au, Mo, F).

Описание Деньгиным габбро-перидотового массива имеет большое значение, так как получается ясное представление о петрологии этих пород и опровергается мнение, согласно которому габбровые породы Забайкалья образуются путем сплавления с известняками — в данном случае они вполне самостоятельны.

Музылев в районе Восточного Забайкалья выделил две группы юных гранитов: группу кислых и ультракислых гранитов ононского типа и группу основных разностей гранита — адамеллита и гранодиоритов аргунского типа; первая развита в западной; вторая — в восточной части Восточного Забайкалья.

Музылев (1932) так характеризует эти две группы гранитов:

Ононская группа	Аргунская группа
Интрузия западной части Восточного Забайкалья.	Интрузии восточной части Восточного Забайкалья.
Лейкократовая весьма кислая магма; α 4,3.	Значительная основность магмы.
Магмы богаты минерализаторами.	Магма бедна минерализаторами.
Обильные пегматитовые образования.	Слабо развиты пегматиты.
Отсутствуют лампрофиры.	Обильные лампрофиры.
Отсутствуют типичные полиметаллы.	Отсутствуют типичные пневматолитовые месторождения.

По краям массива ононского гранита в Западной части (Цаган-Олунь) наблюдается интенсивная инъекция его в окружающие сланцевые породы и образование инъекцированных гнейсов; с послеюрскими интрузиями, богатыми минерализаторами, связаны W и Sn; наоборот Pb, Zn, Ag, как указывал и Смирнов, приурочены к более основным аргунским породам. Открытым остается вопрос относительно того, имеем ли мы одну гранитную магму или две отдельные — ононскую и аргунскую.

В Приаргунье, судя по обширности полей молодых интрузий,

эрозией вскрыты не менее глубокие слои земной коры, чем на западе и в то же время «глубинные части зоны оруденения» там все же отсутствуют.

Магматический батолит юных послеюрских гранитов вытянут с северо-востока на юго-запад и обладает асимметричностью — северо-западный склон его крутой, юго-восточный пологий, поэтому все пневматолитовые образования (турмалиновые пегматиты, берилиево-кварцевые жилы и др.) скопились на юго-западном внешнем склоне и обычно отсутствуют на северном склоне массива.

В районе Онона, также как и в районе Хапчаранги, развиты послеюрские гранитные интрузии ононского типа, также в районе Турги, по данным Фрейвальд.

Здесь же развиты крупные базальтовые экструзии. Мощность базальтов, частью кварцевых, достигает 200—250 *м*.

Характерной особенностью интрузии далее расположенного района Улятуя является полное отсутствие пегматитов, также развитие среди послеюрских пород лишь послеюрских гранитов, гранодиоритов; при этом в северной части по Калангую развиты микроклиновые послеюрские граниты, сопровождаемые кварцевыми и бескварцевыми порфирами. Жильные породы представлены вогезитами и спессартитами, иногда диабазами.

Полезные ископаемые — золото, свинцовый блеск.

В районе Соктуя развиты нормальные биотитовые и аляскитовые граниты, также гранодиориты и кварцевые диориты, неотделимые по возрасту и представляющие одну дифференцированную генетическую группу. Жильные породы обычные; пегматиты отсутствуют почти совершенно, местами развиты фельдшпатолиты, кварцевые жилы, иногда содержащие вольфрам, редко флюорит.

Полезные ископаемые — жилы вольфрамита, медные руды, сурьмяный блеск, свинцовый блеск, бурый железняк.

Те же породы развиты также и далее на северо-восток, вплоть до района Верхнего Амура, где Хлапониным породы изучены не только петрографически, но и дан ряд химических анализов, по которым можно судить о характере горных пород всего района вообще.

В районе В. Амура развиты биотитовые, биотито-роговообманковые и роговообманковые граниты, частью порфировидные гранодиориты с плагиоклазом близким к № 33, также кварцевые порфиры, фельзиты, разнообразные порфириты, далее неовулканические андезиты и базальты, развитые как и в Приаргуньи в значительных массах. Видную роль играют разнообразные жильные породы — спессартиты, микродиориты, вогезиты, малхиты, аплиты.

В области Восточного Забайкалья имеется две группы пород, носителей тех или иных видов рудных тел.

1-я группа. Оруденение связано с гранодиоритами и связанными генетически с ними диорит-порфиритами; они дали начало полиметаллическим рудам, сравнительно низкотемпературным, содержащим главным образом свинец, цинк, серебро.

2-я группа. Оруденение связано с аляскитовыми гранитами и их производными; они дали начало высокотемпературным месторождениям олова и вольфрама.

С. С. Смирнов различает в Восточном Забайкалье три генетически связанные одна с другой рудные провинции — восточную, центральную и западную.

1. *Восточная провинция* — Нерчинский район полиметаллических руд (свинец, цинк, серебро). Здесь же местами имеются также и особенно низкотемпературные месторождения киновари и сурьмяного блеска. Эта полоса тянется от Цаган-Олуевского хребта на северо-восток до слияния Шилки с Аргунью.

Тут же находятся арсенопиритовые месторождения мышьяка,— гипотермальные и мезотермальные (гипотермальное Запокровское месторождение арсенопирита).

Все эти месторождения обычно находятся в области контактов песчано-глинистых пород и известняков палеозойского возраста с диоритами, порфиритами, также с гранитными массивами альпийского возраста.

Мышьяк присутствует во всех полиметаллических месторождениях. Обычный парагенез этой группы следующий: цинковая обманка, арсенопирит, пирит, свинцовый блеск, буланжерит, редко халькопирит, аргентит, касситерит, магнетит, жильные карбонаты, лимонит, церуссит, смитсонит, кварц, серицит, турмалин.

2. *Центральная провинция* занимает южный и восточный склоны Яблонового хребта. Здесь расположены гипотермальные месторождения вольфрама и олова, одновременно с арсенопиритовыми. На северо-востоке они уходят в область Борщовочного хребта.

Металлогенез связан здесь с кислыми и ультракислыми аляскитовыми интрузиями, и на северо-востоке, по направлению к Борщовочному хребту, оловянно-вольфрамовая группа постепенно сменяется золото-арсенопиритовой.

Район отличается очень сложной тектоникой с развитием расколов, надвигов, с образованием многочисленных жил пегматита, аплита и других.

В пределах Борщовочного кряжа имеются месторождения как чисто мышьяковые (Пашковское), так и золото-мышьяковые (Казаковское).

Парагенез их следующий: золото, арсенопирит, редко свинцовый блеск; из жильных минералов — кварц.

3. *Западная провинция* отделяется от Центральной р. Шилкой. Для этой провинции характерно развитие кварцево-турмалиновых жил преимущественно содержащих арсенопирит и золото. Здесь широко развиты такие породы, как гранодиориты, сиениты, диориты, граниты, кварцевые порфиры.

Все осадочные толщи прорываются лейкократными юными аляскитовыми гранитами.

Месторождения связаны, повидимому, с гранодиоритами и диоритами и порфиритами; судя по турмалину и арсенопириту они гипотермальны.

Для западной части этой провинции характерно развитие жил, содержащих плавиковый шпат, промышленные месторождения которого находятся в районе Абагатуя, Калангуя, Солонечного, Седловой, Турги и в ряде других мест.

Плавиковый шпат появляется впервые в ранней стадии пневматолитов, по схеме Ферсмана, на границе пегматоидной и надкритиче-

ской фаз (Букукинское месторождение и Белуха, Шерловая гора), в наибольшем количестве накопляясь между точками *F* и *G*.

Согласно Фрейвальд, плавик этого периода кристаллический, бесцветный, зеленый и фиолетовый, в октаэдрических и кубических кристаллах.

Далее к югу идет полоса месторождений Седловой, Солонечное, Абагатуй, Кара-Хазагор, Кондуй, совершенно лишенная рудных минералов, характерных для пневматолиза. Они представляют самостоятельную фазу периода *H* с частичным переходом к точке *K*.

Исключением является отчасти наиболее высоко температурное Солонечное, где присутствует грейзеновая фаза (точка I).

В Абагатуйском руднике в эту же фазу вклинивается также барит. Наиболее низкотемпературным является плавиковый шпат Калангуя, Таминга 2, частично Таминга 1, 9-ая Пятница, месторождение Пури; плавиковый шпат этих месторождений ленточный и концентрический, слабо фиолетового и кремового цветов.

Образование плавикового шпата связывают иногда с контактом тургинских и других гранитов с известняками. Большую роль в образовании плавиковошпатовых месторождений играют тектонические движения, причем плавиковые месторождения приурочены к сбросовым трещинам

Фрейвальд приурочивает образование плавиковошпатовых месторождений, в связи с новейшими исследованиями тектоники района Шейнманном, к концу третичного периода и началу четвертичного. Лаврович (1934) разделяет месторождения плавикового шпата Забайкалья на 4 группы: 1) Тургинскую — месторождение Калангуевское, Таминга, 9-я Пятница и др. 2) Приаргунскую — по левым притокам р. Аргуни — месторождения Абагатуйское, Чирское, Урулюнгуйское и др. 3) Ононскую — месторождение Куранжинское и Дульдургинское и 4) Нерчинская группа — месторождение Солонечное и другие. Эти группы он разделяет на две: высокотемпературные — тип солонечной, и низкотемпературный — сравнительно отдаленный от гранитов — тип калангуйский.

12. Траппы Сибири

Видную роль в районе Восточной Сибири играют базальты, как наиболее юные магматические породы, в огромных массах интрудировавшие и изливавшиеся в третичное и послетретичное время. Эти породы обладают довольно разнообразной структурой — от плотных стекловатых разностей типичных оливиновых базальтов до долеритов с резко выраженной офитовой, часто крупнозернистой структурой и до типичной габбровой, при довольно однообразном минералогическом составе.

Они образуют потоки и покровы, частью также штоки и жилы, развитые кроме тех мест, которые упоминались ранее, где они связаны частью и с другими породами, в районе Прибайкалья и главным образом в области между Енисеем и Леной, где они выступают в крупных массах почти непрерывно в области угленосной толщи. Они развиты в бассейнах Нижней Тунгузки и Вилюя, по течению р. Оленека, по течению р. Подкаменной Тунгузки, частью и по течению Верхней Тунгузки. В общем они особенно часто встречаются в районе развития угленосной толщи и слабее в области сплошного

распространения силура и кембрия, обусловливая образование столовых гор. Нередко они сопровождаются туфами и вулканическими брекчиями.

Эти породы носят у различных авторов разные названия; часто их называют базальтами; особенно часто — траппами; Лаврский (1900) описывал их, как плагиоклазово-авгитовые породы; Левинсон-Лессинг предлагает их называть ангаритами.

Согласно Лаврскому, особенно детально описавшему их, главными их составными частями являются лабрадор состава № 65, авгит, редко диаллаг или ромбический пироксен и оливин, который иногда отсутствует, и ряд второстепенных минералов — магнетит, ильменит, апатит, альмандин, шпейсовый кобальт, по Лаврскому, широко распространенный, роговая обманка и др.; иногда встречается платина (Норильский район).

Деление этих пород Лаврским произведено на следующие группы:

I. Очень мелкозернистые плотные породы, с малым числом фенокристов, лабрадора, иногда авгита и оливина; изредка в основной массе присутствует стекло, но его всегда мало; породы часто обладают миндалекаменной структурой. Встречаются главным образом в верхней части изверженной толщи.

II. Мелкозернистые не порфировые породы с двумя поколениями лабрадора, вероятнее всего, жильные.

III. Переходные от мелкозернистых к крупнозернистым породам; характерна офитовая структура (офитовые породы).

IV. Габбро — породы, близкие к нему по структуре.

Левинсон-Лессинг подчеркивает чрезвычайную однородность состава траппов, в ряде мест представляющих собой настоящие габбро или точнее габбро-диабазы, что отличает их от габбро уральского и украинского типов; это обусловлено отсутствием процессов дифференциации; поэтому для этого типа габбро он предлагает название «сибирский тип». Характерно для сибирского типа габбро — присутствие в них гортонолита, что сближает их с украинским габбро.

Левинсон-Лессингом установлены были среди разнообразия структур этих пород следующие типы, по Иогансену:

1) собственно офитовый;

2) пойкилофитово-призматические кристаллы лабрадора включены в крупные зерна авгита;

3) пегматофитовый отличается от предыдущего особенно крупными кристаллами авгита, занимающими все поле зрения;

4) гломерофитовый — плагиоклаз крупными кристаллами, авгит между ними зернистыми кучками;

5) офито-кокситовая — на общем офитовом фоне, оливин выделяется зернистыми кучками;

6) интерсертальный — пустоты между идиоморфными кристаллами лабрадора заполнены зернами оливина и авгита;

7) призматический зернистый — призматически развиты как лабрадор, так и авгит;

8) интерсертально-офитовый — переходный, призматические кристаллы лабрадора мелки, авгит в виде отдельных зерен, интерсертально ущемленных лабрадором;

9) таксито-офитовый — пятнистый, с участками, то с офитовой

Химический состав сибирских траппов

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	47,80	1,82	12,72	2,17	12,45	8,10	10,08	2,16	0,43
2	48,45	1,67	16,35	1,50	11,45	6,93	9,79	2,37	0,64
3	42,03	2,04	16,25	8,92	8,35	5,30	10,22	2,19	0,52
4	51,24	1,98	14,91	2,11	8,36	4,16	10,94	3,04	0,66
5	48,76	2,00	15,12	1,47	12,24	5,22	10,14	2,36	0,72
6	48,18	1,42	17,55	1,60	9,73	6,14	10,64	2,48	0,62
7	47,38	1,91	13,99	6,51	8,24	6,05	9,98	2,02	0,67
8	41,90	1,87	15,47	11,18	6,83	7,46	6,58	1,75	1,13
9	50,67	2,51	10,05	7,17	13,13	2,17	6,42	2,25	1,71
10	46,26	4,98	10,45	5,70	14,57	3,69	8,75	2,96	0,77
11	49,70	2,33	14,24	3,66	9,96	6,82	92,55	2,64	0,70

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O:RO$
1	4,3	5,8	1,6	1:14	6	2,9	4,5	1,5	1:10,2
2	3,34	4,71	1,6	1:12	7	2,7	4,6	1,5	1:11,4
3	2,10	3,7	1,4	1:9	8	1,9	3,3	1,4	1:10
4	2,9	5,2	1,80	1:7,4	9	2,5	6,2	2,2	1:6,6
5	3,3	5,1	1,6	1:10	10	3,3	6,1	1,9	1:10

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	17,1	54,1	23,5	5,3	107	0,12	0,50	0,42
2	21,8	48,0	23,8	6,4	108	0,14	0,49	0,50
3	25,2	50,2	18,0	6,5	112	0,14	0,42	0,36
4	22,9	38,5	29,9	8,7	136	0,12	0,42	0,72
5	21,6	46,0	26,0	6,4	116	0,17	0,41	0,57
6	24,1	43,2	16,3	6,4	117	0,13	0,50	0,62
7	19,4	49,5	25,4	5,7	115	0,18	0,43	0,51
8	20,8	57,8	15,9	5,9	100	0,30	0,44	0,27
9	16,4	55,6	19,0	9,0	144	0,33	0,17	0,34
10	15,1	55,0	23,2	6,7	124	0,21	0,25	0,42
11	19,4	50,1	23,7	6,8	118	0,15	0,28	0,48
12	18,9	47,4	28,7	5,0	116	0,12	0,49	0,63

1. Окрестности Тулуна (1832). 2. Р. Ук, водопад. То же. 3. Хохлуша. То же 4. С. Уковское. То же. 5. Р. Ангара ниже Падунского. То же. 6. Нижнеудинск (1934). 7. Трапп в 60 *см* от контакта. То же. 8. То же, 10 *см* от контакта. 9. Пегматитовый трапп (1934). 10. Меланократовый трапп. Р. Чуна (1934). 11. Среднее из 43 анализов базальтов плато, по Дэли (1932). 12. Базальт Декана. Вашингтон (1922).

структурой, то с идиоморфными кристаллами оливина среди плагиоклаза (участками форелленштейн).

Обычно плагиоклаз выделяется первым, как это установлено было для траппов Хрущевым (1890).

Все траппы состоят из смеси плагиоклаза состава № 50—80, в зависимости от части плагиоклазового кристалла и авгита (близок к пижониту); в нем содержится 40% геденбергита; 34, 5% диопсида, 25,5% клиноэнстатита; угасание $c : N_g = 37—43°$, $2V = 45—50°$; далее присутствует оливин (от оливина до гортонолита с 18—56% Fe_2SiO_4); иногда присутствует также гранофировый ортоклаз (микропегматит), магнетит, титаномагнетит, пирит, вторичный красно-коричневый иддингсит, серпентин и хлориты.

В районе, прилегающем к Байкалу, траппы отличаются содержанием SiO_2 около 48%, высоким содержанием FeO (10—12%), более значительным, чем в базальтах плато, в которых в свою очередь его больше, чем в породах базальных центральных извержений; постоянное содержание CaO около 10%, K_2O 0,6—0,7%; Na_2O 2—2,5%, больше TiO_2, чем в базальтах плато. Среднее для сибирских траппов $a = 1,59$; сравнительный состав разных пород, выраженный по методу Левинсон-Лессинга следующий:

Таблица 201

Характеристика различных основных пород по Левинсон-Лессингу

	a	$\bar{R}O$	$RO_2 : RO$	FeO
Сибирские траппы	1,59	3,15	1 : 10	12,01
Габбро	1,5	2,6	1 : 9	5,95
Базальты	1,6	2,5	1,6—1,9	6,35
Нориты	1,71	2,0	1 : 8,2	—
Траппы Декана	—	—	—	9,92
Траппы Орегона	—	—	—	11,60
Эффузивные долериты Южной Африки (Карроо)	—	—	—	9,89

Эффузивные сибирские траппы по содержанию FeO и по величине a близки к типичным базальтам плато, т. е. к базальтам массовых излияний, а не к базальтам иных районов, а интрузивные типы их — это те же базальты, но не достигшие поверхности.

На всем протяжении своего распространения сибирские траппы сохраняют свой состав, что подтверждается анализами Толмачева (неопубликованными) траппов из района Хотонга — около Северного полярного моря.

При выветривании они дают продукт латеритного характера, что говорит о возможности нахождения бокситов в районе их распространения.

По трещинам часто выделяется кальцит, иногда в виде исландского шпата.

Из сопоставления химического состава ряда сибирских траппов видно, что они не обладают вполне одинаковым составом, исключая нижнеудинских и ангарских траппов. В общем содержание щелочей в них одинаково (рис. 175).

Содержание *fm* больше в нижнеудинских, чем в ангарских, что, возможно, связано с контактными явлениями, так как в контакте значительно увеличивается *fm* и падает *c* за счет обогащения углекислым кальцием пород, с которыми трапп соприкасается; *al* и *c* больше у ангарских, так же как и *mg*; зато в них меньше *k*.

В районе р. Тюнга, притока Вилюя (Якутия), имеются интрузии как палеозойские, так и мезозойские, в частности имеющие дайки оливиново-кварцевого диабаза. Согласно Белянкину, в этом диабазе присутствие кварца связано с влиянием на него пород, с которыми он находился в контакте (присутствие в нем микропегматита). Следует, однако, думать, что как и в огромном числе случаев в базальтах плато и базальтах района Тихого океана, микропегматит является первичной составной частью базальтов, как отжим кристаллизационного остатка.

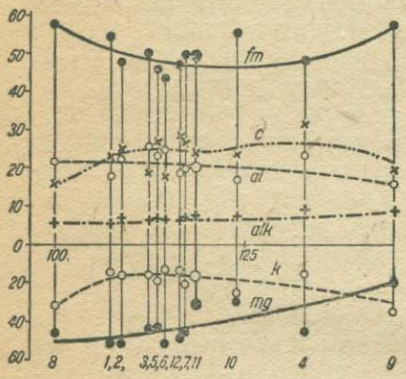


Рис. 175. Вариационная диаграмма (по Ниггли) траппов Сибири. *1—12*.

Интересно, что сибирские траппы № 1 и 2 (ангарские) чрезвычайно близки к траппам Декана.

Базальты Витимского плоскогорья (Поленов) также чрезвычайно близки к ангарским траппам (№ 4).

Траппы Амгуни (Обручев, 1914) очень близки к траппу № 3, также Хамбинский № 5.

Все указывают в общем на постоянство состава сибирских траппов и на широкое распространение в Восточной Сибири под земной корой одной и той же чрезвычайно слабо дифференцированной магмы, начиная от южной границы Сибири и до берегов Северного полярного моря.

Полезных ископаемых, связанных с траппами, несомненно, значительно больше, чем это известно в настоящее время.

Замечательны месторождения норильской платины, приуроченные к сибирским траппам, также месторождения железных руд, связанные с контактными изменениями с образованием скарнов в контактах между траппами и известняками, с образованием в скарнах, кроме граната (ахтарагандита), везувиана (вилуита), также исландского шпата, известного в ряде месторождений и крупнейших в мире месторождений плотного графита, образовавшегося в результате контакта между сибирскими траппами и слоями каменного угля, район Нижней и Каменной Тунгузки с знаменитым месторождением р. Курейки. По Рожкову (1933), с трапповым полем связаны Au, Pt, Pd, Os, Ir, Ru, Rh, Co, Ni, Cu, Ag, Pb, Zn, Fe, Sb, As. Металлы платиновой группы связаны ликвационно магматическими сульфидными месторождениями норильского типа.

13. Полезные ископаемые Восточной Сибири

Огромная территория Восточной Сибири, как мы видели, характеризуется мощным развитием крайне разнообразных магматических пород. Эти породы разнообразны по своему петрографическому характеру, по принадлежности к тому или иному типу магмы, — щелочноземельной по преимуществу, частью также щелочной, притом как щелочно-натровой, так и щелочно-калийной.

Среди них имеются все представители как глубинных, так и излившихся (эффузивных, гипабиссальных или жильных) пород, представители пород крайне разнообразного возраста.

Степень размыва их также крайне разнообразна, причем в ряде случаев, в зависимости от размыва, обнажаются то одни, то другие части магматических глубинных массивов.

В связи с этим разнообразием пород, кратко охарактеризованных в предыдущих главах, выступает и крайне большое разнообразие типов и характера оруденения, которые наблюдаются в различных районах этой огромной территории.

Енисейский кряж характеризуется как район разнообразных степеней размыва, развитых на его территории магматических глубинных пород, притом размыв обычно глубокий. Его рудоносность пока далеко недостаточно изучена, но уже и теперь совершенно ясно выступает, что наряду с золотом, связанным с кислыми породами, на его территории могут встретиться местами также и месторождения олова, вольфрама и других металлов.

Продукты выветривания дают в ряде мест начало крупным скоплениям бокситов.

Присутствие основных пород, местами довольно широко развитых, дает основание считать, что с ними местами может быть связано оруденение, характерное для районов развития основных и ультраосновных пород — хромит, никель, кобальт, платина.

Как Енисейский район, так и далее расположенный район Саянского хребта, мало изучены в петрографическом отношении и в отношении распространения рудных богатств.

В районе Саянского хребта, очень мало изученного, имеются пока, как особенно ценные, месторождения графита Батогольского гольца и другие, из которых первое трудно доступно, из-за отдаленности от железной дороги (до 200 *км*) и высокогорной бездорожной местности, остальные пока выявлены в незначительных количествах в связи с отсутствием геологических карт.

Характерно для района Саянского хребта широкое распространение ультраосновных пород, тянущихся вряд ли той лентой, которая изображена у Н. Д. Соболева, а скорее многочисленными отдельными залежами и небольшими массивами, вытянутыми в направлении простирания, т. е. аналогично тому, что наблюдается и на Урале.

Естественно ожидать нахождения в районах этих пород при дальнейших исследовательских работах характерных для них металлов, как и на Урале. Характерно нахождение в серпентинах, как продуктах автометаморфизма ультраосновных пород, прекрасного асбеста в районе Ильчирского месторождения.

Район Прибайкалья и в особенности Забайкалья, как западного, так и восточного, чрезвычайно интересен в связи с проводившимися здесь издавна геологическими исследованиями в особенности последних лет и с добычей отдельных видов минерального сырья и полезных ископаемых.

Здесь отчетливо отражается связь между степенью изученности района и проявлением оруденения, которое идет по существу параллельно степени изученности района, так как успешность поисковых работ определяется знаниями петрографии, петрологии района, генетических взаимоотношений пород, их условий залегания, тектоники района, с которой неразрывно связаны процессы интрузий, возрастных отношений магматических пород и связанного с ними оруденения.

В результате работ последнего времени район Забайкалья делается все более и более ценной и крупной базой металлогенетического характера.

Согласно С. С. Смирнову, оруденение данного района в значительной части связано с послеюрскими интрузиями, самые процессы металлогении, оруденения, процессы рудообразования здесь значительно более сложны, чем предполагали, причем оруденение протягивается широкой полосой от границы с Монголией в область Якутии.

Совершенно правильно указывает С. С. Смирнов на почти полную неизученность петрологии и петрографии района Восточного Забайкалья, следует сказать и вообще всего Забайкалья и наличие на сегодня только отрывочных данных.

Оруденение, несомненно, широко развито по всему району и может быть выявлено в полной мере только в результате крупной систематической геолого-петрографической съемки.

В западной части данного района развиты разнообразные и многочисленные месторождения олова, вольфрама, мышьяка, имеются разнообразные различных температурных условий месторождения плавикового шпата.

Совершенно в новом виде представляется в настоящее время и восточная часть Забайкалья, где установлено наличие крупных месторождений свинцовых и цинковых руд, что чрезвычайно характерно. Раньше, по Свитальскому, главным металлом здесь был свинец, в настоящее время установлено, что основное оруденение представлено как цинком, так и свинцом, в ряде случаев с преобладанием цинка над свинцом. Одновременно присутствует серебро, видную роль играет в ряде месторождений мышьяк, главным образом входящий в состав арсенопирита, далее также сурьма, возможно нахождение более крупных, чем известно в настоящее время, месторождений олова, вольфрама и молибдена.

Характерна связь в ряде случаев этих месторождений с известняками, главные типы оруденения представлены:

1) неправильно трубчатым типом в известняках;

2) пластовыми залежами и жилами, обычно в контакте между известняками и сланцами;

3) трещинными жилами в разных породах, также и иными типами пока недостаточно изученными.

Характерно то, что и тектоника пока изучена очень слабо, что мешает разрешению вопросов металлогении этого важнейшего района СССР.

Отличительной особенностью Забайкалья на данное время является чрезвычайная бедность медью.

Интересно нахождение меди в золотоносном Дарасунском месторождении, которому, однако, Смирнов не придает особенного значения.

Олово распространено, как оказалось, значительно шире, чем предполагалось ранее, как и вольфрам и молибден, новые месторождения которых находятся все в большем количестве, то же относится и к ртути и висмуту.

На настоящий день можно считать, что все эти различно температурные металлы, как и плавиковый шпат, тесно связаны с определенным типом магматических пород — гранодиоритами. Однако, степень

изучения этих гранодиоритовых магм, носителей металлов, пока чрезвычайно слабая; не разрешены, почти не затронуты, вопросы тектоники как массивов этих пород, так и окружающих их районов, несмотря на крупнейшее их значение.

Оруденение продолжается и за пределы Забайкалья. Оно развито в значительной степени в Приморском хребте, где оно, однако, почти совершенно не изучено, в связи с отсутствием основы — геологической карты и данных поисковых работ, связанных с изучением петрографии и петрологии районов.

Ферсман (1922) выделил эту часть района под названием Монгольско-Охотского пояса, указав на тесную связь различных видов оруденения с гранитами более юного возраста, чем свита палеозойских и мезозойских пород, выделив следующие скопления элементов на его территории:

1) литий, бериллий, бор, фтор, сера, хлор;
2) селен, теллур, мышьяк, сурьма, висмут;
3) медь, цинк, свинец, серебро, олово;
4) редкие земли, торий, уран, вольфрам, молибден.

Такого рода оруденение характерно для ряда других районов; характерно то, что на этой огромной территории частью обнаружены, частью должны быть обнаружены месторождения драгоценных камней (топаза, берилла, аквамарина), пневматолиты вольфрамовых, молибденовых, оловянных руд, и, наконец, типичные сульфидные жилы цинка, свинца и серебра.

Ферсман обращает внимание на то, что наиболее южная часть этой полосы находится в Монголии, где имеются месторождения свинцовых руд около Улан-Батора, также пегматит с дымчатым частью пьезометричным кварцем, аметистом, бериллом, топазом, оловянным камнем; эта часть пояса тянется на расстоянии 650 *км*, причем северная часть его заходит на территорию СССР, в районе Онона с месторождениями молибдена, висмута, плавикового шпата и драгоценных камней.

Далее следует забайкальская часть пояса, симметричная; в центральной части она характеризуется месторождениями вольфрама и висмута, образованными пневматолитами, переходящими в термы с драгоценными камнями; по краям ее — типичные месторождения свинцово-цинковых руд. Здесь же имеются коренные месторождения и россыпи тория.

Северная часть этой зоны, по Ферсману, мало изучена, тянется до слияния Шилки с Аргунью на протяжении 500 *км* и характеризуется наличием таких элементов, как висмут, теллур, с золотыми и турмалиновыми жилами.

Северное крыло этого пояса к северу от Амура особенно мало изучено. Возможно, что оно протягивается до Удской губы у Охотского моря. Этот пояс, протягиваемый на 600 *км*, чрезвычайно интересен, как область характеризующаяся месторождениями вольфрамовых и молибденовых руд, присутствием мышьяка и висмута.

Следует добавить, что ряд районов, во внутренней части дуги (Мамский район) также у стыка Енисейского кряжа с Саянским хребтом (Канские районы, Бирюсинский и другие) характеризуются, как слюдяные, в особенности первый выделяется, как богатейший район мусковитовых месторождений, приуроченных к пегматитам, а район

Слюдянки, как важнейший район с богатыми запасами флогопита в месторождениях контактного типа.

Идея Ферсмана имеет крупнейшее значение для поисков и разведок ряда металлов этой части Азии.

Крупное значение, как носители металлов, приобретают интрузивные траппы.

Таким образом, в районе областей развития кристаллических пород Восточной Сибири мы находим огромные площади с наличием различного рода оруденения, частью уже обнаруженного. Многие месторождения, несомненно, будут открыты при дальнейших научно-исследовательских работах.

Главнейшая литература по петрографии Восточной Сибири

1. Агафонов, Белоусов, Перассе и Усат. Байкало-Баргузинский газоносный район западного Забайкалья. «Тр. ВГРО» 1933.

2. Баклунд. Новые материалы к познанию о. Бенне ИАН, 1914, 617—618.

3. Он же. Ueber ein Gneissmassiv in norblichen Sibirien. «Труды Геолог. музея Ак. наук», т. I, 1907.

4. Он же. Kristallinische Gesteine von der Nordküste Sibiriens. I. Die Diabase des Kusjkin Insel. «Записки Ак. наук» 1910.

5. Он же. Petrographische Studien an Taymyrgesteinen. «Geol. For. Tcr.», 1918, Stockh.

6. Он же. On the eastern part of the arctic basalt-plateau. Medd. fr. Abo Ak. № 1. 1920.

7. Бахвалов. Геологический очерк юго-западной части Алданского золотоносного района, Москва 1932.

8. Белоусов и др. Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Западного Забайкалья. «Тр. СГР», 1932, № 167.

9. Белянкин. Об оливиново-кварцевом диабазе с р. Тюнги в Восточной Сибири. Мат. Ком. по изучению Якутской республики. Ленинград, вып. 23, 1927.

10. Гаврусевич и Заклинская. К геохимии р. Турки в Восточном Забайкалье. Байкальская геохимическая экспедиция. Т. I, 1933.

11. Он же. Материалы к минералогии и геохимии пегматитов с. Лиственичного в Прибайкалье. Там же, № 49, 1933.

12. Герасимов. Геологическая карта Ленского золотоносного района. I, 6/7, 1910.

13. Он же. Граниты окрестностей Константиновского рудника и их роль в образовании золотых россыпей. МОПГ, 50, 1926.

14. Гинзберг. Сибирские траппы, как материал для энергоемких предприятий, связанных с проблемой Ангарстроя. Госплан СССР. 1932.

15. Гокоев. Некоторые месторождения хризотил-асбеста в змеевиковом поясе Китойских гольцов (В. Саяны), ИВГРО, 1932.

16. Деньгин. Верхне-Ингодинский массив основных изверженных пород и маршрут в верховьях р. Ингоды. «Тр. ВСГРО» № 140, 1932

17. Он же. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикой. МОПГ, 1929, № 131.

18. Докторович Гребницкий. Вольфрамовые месторождения Кукульбея. МОПГ, 1921, № 38.

19. Он же. Отчет об исследовании месторождений плавикового шпата в Забайкальской области. МОПГ, № 3, 1916.

20. Он же. Очерк железнорудных месторождений Николаевского завода Иркутской горы «Тр. ГГПУ», № 33, 1931.

21. Егоров. Андезито-базальты района Братского и Борзинского. ИТТРО, № 51, 1932.

22. Зверев. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. «Тр. ГГРУ», № 26, 1931.

23. Карпинский. О замечательной, так называемой грорудитовой породе из Забайкальской области. ИАН XIX, 1903.

24. Крейтер. Месторождения цветных металлов Восточно-Сибирского края. «Тр. В.-Сиб. ГРТ», 1933.

25. Коленко. Петрографические эскизы. Породы обнажений на Кругобай-

кальской ж. д. между ст. Байкал и Култук. Плагиоклаз-кальцитовый микропегматитоид. ВМГА. «Вестн. Моск. гор. ак.» № 2, 1923.
26. Он же. То же. Перидотит Крутой губы. ЗМО, 1916.
27. Он же. То же. Кристаллический известняк (кальцифир) Белой выемки.
28. Костылева. Минералы Нижней Тунгузки. ИАН, 1916.
29. Куплетский. Предварительный отчет Геологической экспедиции в Северную Монголию, в 1926 г. МКИМТТ РиБМАССВ, 1929.
30. Лаврович. Месторождение плавикового шпата в Забайкалье. «Мин. сырье». 1934 г., № 1, 3, 4 и 10.
31. Лаврский. Плагиоклазово-авгитовые породы между Енисеем и Леной. «Тр. Каз. об. ест. при Каз. у-те», 34, 1899.
32. Левинсон-Лессинг и Дилакторский. Траппы Тулуно-Улинского и Братского районов в Восточной Сибири, «Тр. СИПС. Ак. н.», 1932.
33. Львов. О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских Альпах. Сборник «Сов. Азия» 1930, № 3/4, 5/6.
34. Макеров. Геологические исследования в бассейнах рек Амазара, Белого, Черного Урюма и др. 1911, ГИЗОС, АЗР.
35. Он же. Там же. То же. 1912.
36. Маслов. К геологии Ангаро-Илимского района. ИВГРО, 1932.
37. Матвеев. Борщовское месторождение монацита. МИПСР, КЕПС, 1926.
38. Мейстер. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. ГИЗОС ЕЗР, 1910.
39. Он же. Предварительный отчет об исследованиях в районе р. Слюдянки. ИГК, 1915.
40. Он же. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Там же ЛЗР, 1914.
41. Он же. Средневитимская горная страна. Там же, 1911.
42. Он же. Центральное плато Витимского Нагорья. Там же 1915.
43. Он же. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Мамакана, Б. и М. Кункуреди и Верхней Ангары.
44. Он же. Горная область Северномуйского хребта. «Тр. ВГРО», вып. 157, 1932.
45. Он же и Половинкина. Центральное плато Витимского Нагорья. «Тр. ВГРО», 1932.
46. Мишарев. Мамско-Витимско-Чуйские месторождения слюды. «Тр. ВГРО», 154, 1932.
47. Музылев. Геологические исследования в окрестностях Ваган-Олуевского гранитного массива, Вост. Забайкалье. «Тр. ВГРО», 1932, № 136.
48. Обручев. Геология Сибири. 1927.
49. Он же. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Вып. XXII, ч. I, 1914.
50. Он же. Металлогенетические области и эпохи Сибири. «Тр. ИПМ», 1926.
51. Он же. Селенгинская Даурия. 1929.
52. Он же. Бюллетень Моск. Об. исп. природы, т. VII, вып. 1/2.
53. Он же. Краткий геологический очерк северной части Западной Сибири. «Советская Азия», 1931, 11/12, 136.
54. Он же. Евграфское золоторудное месторождение. МТР, т. XXV, 1929.
55. Он же. Олекмо-Витимский золотоносный район. «Горный журнал», 1923.
56. Он же. Очерки по геологии Сибири. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района.
57. Он же и Герасимов. Бодайбо. Геол. карта Ленского золот. района. Карта м. 1 : 42 000.
58. Поленов. Массивные черные породы северной части Витимского нагорья. «Тр. Спб. об-ва ест.» XXVII. 1899.
59. Полякова. Лазуриты южного Прибайкалья. «Труды ВГРО», № 244, 1932.
60. Пилипенко. К геологии и минералогии Слюдянского района.
61. Половинкина. Маршрутные исследования по р. Усою и Б. и М. Амалату, Ципи и Витиму. «Тр. ГГРУ», 1931.
62. Он же. Нефелиновый сиенит в системе р. Ципи. ИГК, 1922.
63. Пресняков. Геологические исследования. «Труды ВСГРУ», вып. 32, 1931.
64. Свитальский. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-западного Прибайкалья. ИГК, 1915.
65. Он же. Геологические исследования в Ципиканском золотоносном районе. ГИЗОС, ЛЗР, 1915.

66. Он же. Серебро-свинцовые месторождения северо-восточной части Нерчинского округа. МОПГ, № 36, 1919.
67. Он же. Геологические исследования в Чинипском золотоносном районе. «Тр. ВГРО», 1932, № 141.
68. Он же и Половинкина. Геологические исследования в системах рек Ципи и Муи. «Тр. ГГРУ», 1931.
69. Смирнов. Материалы к характеристике Нерчинских свинцово-цинковых месторождений. ИГК 1924, т. 46, стр. 817—856.
70. Смирнов. Материалы к геологии и минералогии южного Прибайкалья. МОПГ, № 83, 1928.
71. С. С. Смирнов. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Труды ВСГРО, вып. 327, 1934.
72. Соболев. Месторождения хризотил-асбеста Саянской перидотитово-серпентиновой полосы. «Тр. Геомина», 1934, № 4.
73. Строна. Спессартиты, вогезиты, керсантиты, амфиболовые диабазы и монцониты на западе Амурской области. ИГК, 1929, т. 48, № 5.
74. Сущинский. Очерк месторождений цветных камней юго-востока Забайкалья. «Тр. ИПМ», 16, 1925.
75. Он же. Предварительный отчет о поездке в Южное Забайкалье для изучения месторождений цветных камней и вольфрамита. «Тр. Геол. музея», Ак. н., 1915.
76. Он же. Заметка о геологическом строении некоторых новых месторождений вольфрамита в Забайкалье. ИАН, 1917.
77. Он же. Заметка о геологическом строении и минералах Шерловой горы. ИАН, 1917.
78. Тетяев. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. МОПГ, № 32, 1918.
79. Он же. Северо-Западное Прибайкалье. Бассейн р. Тыи. «Тр. ГК», 1915, 108.
80. То же. Область с. Горемыки. 1916. Там же, 126.
81. Тетяев. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношения. МОПГ, 34, 1926.
82. Он же и Руднев. Бассейн р. Куенги и Онона в Забайкалье. «Тр. ВГРО», 1932.
83. Тетяев, Шейнман, Деньгин, Лисовский, Войновский, Кригер, Пресняков. Материалы по геологии Восточного Забайкалья. «Тр. в ГГРУ», 1931, 37.
84. Уникcов. Траппы района рек Уды, Чуны, Тасеевой. «Тр. СИПС. Ак. н., 1934.
85. Ферсман. Пегматиты, 1932.
86. Хлапонин, Леонтович и Принада. Геологические исследования в Верхне-Амурском районе, «Тр. ВГРО», 1932, № 231.
87. Шатский. Основные черты геотектоники Сибирской платформы. «Бюл. Моск. общ. исп. природы», 1932, т. 40.
88. Ячевский. Алиберовское месторождение графита на Батогольском гольце. ТИРР ЛСЖД, т. XI, 1896.
89. Рожков Б. Н. Материалы по металлоносности сибирских траппов. Труды В.-Сиб. ГРТ. Вып. 3. 1933.

Глава XIV

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК И СЕВЕР АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ СССР

1. Общие замечания

В числе тех областей, которые отнесены в данном руководстве к Дальнему Востоку, входят дальневосточные окраины СССР, расположенные около Великого океана, и тех морей, которые отделены от последнего цепными островами и полуостровами — Берингова моря, Охотского моря и Японского моря; сюда же включены также и северные берега восточной части Азии, начиная от Чукотского полуострова и далее на запад, примерно до Новосибирских островов и устья р. Лены.

К этим дальневосточным и северным районам отнесены также и те участки территорий, расположенных на запад, которые геологически неразрывно связаны с прибрежными районами и менее тесно связаны с далее на запад расположенными территориями Восточной Сибири, окаймляющими Восточносибирскую платформу и образующими в общем крупную область генетически связанных горных пород и общих тектонических процессов.

Район дальневосточных областей в ряде случаев трудно доступен, примыкает в ряде мест к совершенно неизученным пространствам, и сам изучен далеко неполно. Все же выясняются чрезвычайно интересные взаимоотношения магматических пород, в одних случаях интрузивных, в других эффузивных, закономерное распространение областей, занятых исключительно породами тихоокеанского типа (например, районы Камчатки, Сихота Алина и прилегающие к ним) и районов развития одновременно с этими типами также и пород атлантического типа — Командорские острова, Сахалин, ряд мест южного побережья Ледовитого океана в восточной части его. Район рассматривается по частям — Амурско-Приморский район, Сахалин, побережье Охотского моря, Камчатка, Командорские острова, Берингово море, Чукотский полуостров, берега и острова Ледовитого океана.

2. Амурско-Приморский район

Амурско-Приморский район охватывает ограниченную на севере Становым хребтом область левобережья среднего течения р. Амура с реками Зеей с притоком Селемджой, Буреей, Амгунью и другими и хребтами Бурейским и Малохинганским, нижнюю часть течения р. Амура с Уссури и приморскую часть с приморским сложным хреб-

том Сихота Алин (до 1 900 *м* высоты на юге), начиная примерно от Удского залива (губы) и кончая южной границей СССР в районе южнее Владивостока.

Эта область характеризуется мощным развитием разнообразных осадочных отложений палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, представленных как малоизмененными глинистыми и песчанистыми осадками, конгломератами, частью известняками, так и теми же породами, в большей или меньшей степени метаморфизованными. Наконец, в особенности в областях мощного развития гранитных интрузий, находим значительные пространства, частью с почти сплошным развитием глубоко метаморфизованных осадочных по преимуществу пород — в виде гнейсов и разнообразных кристаллических сланцев, иногда с подчиненными им кристаллическими известняками. Эти породы чрезвычайно мало исследованы; часть этих гнейсов и связанных с ними кристаллических сланцев, возможно, обладает докембрийским возрастом; в ряде случаев они представляют собой глубоко измененные палеозойские, быть может местами и более юные породы.

Весь район в значительной степени дислоцирован, породы сложены в складки с преобладающим примерно северо-восточным простиранием, причем одновременно имеется ряд сбросовых дислокаций того же простирания; в Приморском районе дислокации происходили и в самое последнее время, судя по галечникам, подымающимся на высоту свыше 80 *м* над современным уровнем моря в юго-восточной части Сихота Алин; возраст дислокаций частью герцинский, частью также мезозойский (Сихота Алин), частью и более юный.

Вопрос об относительном возрасте тех магматических пород, которые имеются в изобилии в ряде частей Амурско-Приморского района, до настоящего времени является в ряде случаев открытым в связи с малой изученностью этой части СССР, несмотря на ее перспективное богатство разнообразными полезными ископаемыми.

Кроме того, почти на всей территории Амурско-Приморского района распространены разнообразные магматические породы, развитые как в области хребтов, так и отдельными выходами по левобережью Амура и нижнему течению его притоков по Уссури, по Амгуни, в северной части Сихота Алин, также по берегам Японского моря. Среди докембрийских (?), палеозойских, местами и более юных отложений, расположен ряд крупных батолитов и крупных областей, занятых сплошными выходами (покровами, потоками) магматических пород, нередко в виде отдельных вытянутых в общем направлении интрузий, длиной до нескольких десятков километров, частью также в виде даек и других форм залегания.

Среди магматических пород имеются представители как, возможно, докембрийских пород, так и палеозойских, мезозойских и кайнозойских, вплоть до новейших.

Среди, возможно частью, докембрийских магматических пород, распространение которых связано с гнейсовой толщей, имеются мелкие и крупные массивы гранитов разнообразных типов, чаще всего биотитовых, нередко порфировидных; отделить более древние от более юных пока обычно трудно. Реже присутствуют диориты, сиениты. В ряде мест встречаются массивы, обычно занимающие незначительные площади, состоящие из габбро-норитовых и пироксеново-перидотитовых пород, в частности серпентинитов. Габбро с перидотитами (дуни-

тами) выступают, например, в верховьях р. Б. Ольдой на гольце Амнуннаката к северо-западу от ст. Рухлово.

На Амуре, в области нижнего течения р. Зеи с Селемджой и Буреей, туфовые песчаники и брекчия, вероятно, каменноугольного возраста, интрудированы гранитными массивами, которые их метаморфизуют, также пегматитами, аплитами, диоритами, габбро, различными порфирами, порфиритами и диабазами.

Аналогичные породы развиты в отдельных местах по всей территории областей распространения палеозоя в части гнейсовых областей как в западной, так и в восточной части Амурско-Приморского района, в частности в области хребта Сихота Алин и по западному берегу Японского моря, где часть гранитов древнего палеозоя, и в то же время палеозойские (вероятнее верхнепалеозойские) породы прорезаны многочисленными интрузиями, обычно дайками, наряду с более юными, частью мезозойскими, частью также и кайнозойскими.

Большую роль играют мезозойские интрузии, существование которых установлено в ряде мест Амурско-Приморского района. На Амуре, в области развития юрской угленосной толщи, юрские породы прорезаны интрузиями очень юных гранитов, контактно-метаморфизующих эти отложения; эти интрузии представлены также гранодиоритами и диоритами. Здесь же в ряде мест встречаются дайки мезозойских кварцевых порфиров, аплитов, порфиритов. По Обручеву, часть этих порфиритов может быть и более юной.

В Удском районе ряд интрузий образован послесреднеюрскими диабазами, авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами.

К западу от Удской губы имеются интрузии мезозойских диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров в районе рек Юдомы и Маи; эти породы Казанский называет траппами и авгитовыми порфиритами.

В районе Альского хребта имеются интрузии микропертитового гранита и связанных с ним кварцевых порфиров и порфиритов, прорывающих юрскую толщу.

В районе хребта Сихота Алин по крайней мере часть гранитов обладает мезозойским возрастом; эти граниты, как и тесно связанные с ним гранодиориты, образуют сравнительно небольшие интрузии, вытянутые в юго-западном направлении вдоль оси хребта. На юге они образуют также и крупные батолиты. Значительная часть этих гранитов, по мнению И. А. Преображенского, обладает пермским возрастом. Следует отметить, что на о. Аскольде около Владивостока часть гранитов очень юного возраста.

Мезозойские породы в районе хребта Сихота Алин представлены главным образом кварцевыми и фельзитовыми порфирами, диабазами, кварцевыми и диабазовыми порфиритами и другими аналогичными породами. Ряд этих пород в южной части хребта образует потоки и покровы. Более юны сравнительно с ними часть порфиритов, также дациты и мелафиры.

Интерформационный лакколит сиенит-порфира на западном берегу Амурского залива, согласно Елиашевичу, внедрился между карбоном и угленосной юрой, часть горизонтов которой является туфогенной.

Очень часто эффузии порфиров и кварцевых порфиров, согласно Криштафовичу (1932), в районе Амура и Приморья обладают девонским возрастом (герцинским); порфириты могут обладать также и более юным пермокарбоновым возрастом.

Диабазы и траппы Удского района аналогично тому, что имеет место на Охотском берегу — обладают мезозойским возрастом.

Большую роль играют кайнозойские породы вплоть до новейших. Они пользуются сравнительно малым распространением в более западных частях Амурско-Приморского района, выступая отдельными выходами, дайками, небольшими потоками.

Так, к юго-западу от ст. Кундур Сибирской магистрали (около 8 100 *км* от Москвы) в болотистой долине левого берега р. Амура выступает (Ренгартен, 1924) остаток липаритового вулкана, насаженного на верхнемеловых отложениях, образующего сопку Богучан, около 25 *м* относительной высоты, с месторождением плавикового шпата и сурьмяного блеска. Здесь видную роль играет туфогенный материал, в состав которого входят также и липаритово-вулканический пепел и песок. Туфогенные породы пересечены дайкой липарита.

Фумаролами или наиболее горячими растворами выносился плотный темнозеленый плавиковый шпат, позже менее горячими водами вынесен был сурьмяный блеск; часть плавикового шпата вынесена была и более поздними растворами.

Отдельные образцы плавикового шпата содержат до 88,65—99% CaF_2. Общая мощность трех жил (разведки 1924) 2,0 *м* при содержании чистого плавика около 25%. Главные запасы находятся ниже глубины 105 *м* над уровнем моря, т. е. несколько ниже дна долины р. Амура. Запасы плавикового шпата на каждые 20 *м* глубины увеличиваются на 4 500 *т*, весь запас, по Ренгартену, до уровня моря 21 000 *т*.

В западных предгорьях М. Хингана выступают липариты и андезиты, к востоку от него, близ Амура, — базальты. Липариты налегают на послетретичных галечниках и, следовательно, являются относительно очень юными.

По мере передвижения к востоку количество областей и участков развития эффузивных пород новейшего времени увеличивается, в особенно крупных размерах они развиваются в области восточного склона хребта Сихота Алин. Здесь они образуют узкую полосу в районе устья Амура, около Николаевска, где базальты, андезиты, дациты и липариты пересекают неогеновые отложения.

На северо-востоке, у Удской губы, узкая полоса эффузивных пород по берегу Японского моря, далее на юго-восток, постепенно расширяется и достигает ширины до 5 *км*, частью отделяется от берега моря, в особенности начиная от 49-й параллели, южнее параллели Хабаровска; эффузивные породы представлены частью базальтами, частью же также и разнообразными иными породами, начиная от андезитов и кончая липаритами; полоса достигает в районе Никольска Уссурийского ширины до 100 *км*.

Здесь можно различать две группы пород, вероятно, различного возраста, излившихся в особенно крупных массах вдоль дислокационных трещин северо-восточного простирания, проходящих в общем параллельно берегу Японского моря.

1. Доминоценовые, частью меловые	Андезиты, дациты, трахиты, некоторые порфириты и мелафиры
2. Неогеновые, частью послетретичные	Базальты

Характерно громадное развитие покровов базальта, частью очень крупных, образующих ряд обширных возвышенностей плоских плато, в особенности на юге Сихота Алин. Базальты покрывают угленосный миоцен, частью сами прикрыты ракушечными отложениями, в других случаях они совершенно свежие, как бы недавно излившиеся.

И. А. Преображенский приводит такую последовательность образования магматических пород во времени в районе хребта Сихота Алин:

Гнейсы с интрузией мусковитового гранита. Гнейсы, кварциты и кристаллические известняки с интрузиями пород группы габбро-диоритов.

Габбро-диоритовая серия пород, интрудировавших гнейсы.
Мусковитовые граниты.
Двуслюдяный гранит и биотитовый гранит.
Аляскиты и аплиты.
Диориты и диоритовые порфириты.
Перерыв. Палеозойские сланцы, песчаники и известняки.
Триасовые сланцы и песчаники.
Жилы эффузивных пород.
Перерыв. Миоценовые отложения.
Базальты.
Послетретичные галечники и аллювий.

Согласно Коржинскому (1931), в районе о. Аскольда и в прилегающей части берега Японского моря имеется три фазы гранитных интрузий: первая — древняя (возраст не уточнен), вторая — древнее перми и третья, связанная с золотоносностью о. Аскольда — позднее перми и триаса.

Несмотря на малую изученность Амурско-Приморского района, породы описаны частично Анертом (1910, 1915), Яворовским (1902) Хлапониным (1908) и др. Ими изучены главным образом породы бассейна рек Зеи и Селемджи (Анерт), Буреи (Яворовский), Амгуни (Хлапонин). Очень мало изучены глубинные породы (частично граниты и габбро).

В районе р. Амгуни описаны граниты, адамеллиты (Хлапонин, 1908); к ним очень близки адамеллиты Буреи (1908), гранодиориты и банатиты (Хлапонин, 1908, Кузнецов, 1916), габбро Среднего Амура (Анерт, Кузнецов).

Сравнение состава пород Амурско-Приморской области показывает, что породы гранодиоритового ряда представляют одно генетически целое:

кварцевые диориты — гранодиориты — адамеллиты,
т. е. вполне соответственно схеме Левинсон-Лессинга
или:
гранит — адамеллит — гранодиорит (тоналит, банатит) — кварцевый диорит.

Совершенно иной характер носят основные породы, среди которых можно различать одну более щелочную, притом более древнюю авгитово-порфиритовую группу, другую менее щелочную юную (андезитово-базальтовую) группу, представляющую две ветви с самостоятельной повторной дифференциацией магмы в одном направлении.

Таблица терминологии гранодиоритовых пород

По Иогансену:

		По Иогансену:	
1. Кварцевый диорит	Исключительно или почти исключительно плагиоклаз	Кварцевый диорит (тоналит)	Ортоклаз 0—5%
2. Гранодиорит (тоналит, банатит)	Промежуточный между кварцевым диоритом и адамеллитом	Гранодиорит	„ 5—55%
3. Адамеллит	Гранит с существенным содержанием плагиоклаза	Адамеллит	„ 35—65%
4. Гранит	Мало плагиоклаза	Нормальн. гранит Гранит	„ 65—95% „ 95—100%

Интересно, что габбро Буреи принадлежит ко второму (юному) типу, габбро Амгуни — к первому, древнему типу. В общем весь район Среднего и Нижнего Приамурья и Сихота Алин характеризуются развитием пород тихоокеанского типа, отсутствием пород атлантического типа и пород, сколько-нибудь богатых калием (k обычно — 0,20—0,30).

Полезные ископаемые. Большинство полезных ископаемых Амурско-Приморского района приурочено к областям развития гнейсов, кристаллических сланцев и вообще к областям контактов таких выходов как глубинных (гранитов и гранодиоритов), так и ряда эффузивных пород (порфириты, кварцевые порфиры и другие) возраста докембрийского или палеозойского, частью также и мезозойского; совершенно ясно выступает в настоящее время богатство края в областях развития магматических пород рядом ценных полезных ископаемых таких, как золото, железо, серебро, свинец, цинк, плавиковый шпат. Возможно нахождение также и ряда других руд, как, например, вольфрамовых, молибденовых и оловянных, мышьяковых, киновари, также графита, плавикового шпата, асбеста и других.

Наиболее распространенными металлами являются: Au, Fe, Zn, Pb, Ag, W.

Второстепенными металлами, которые могут быть найдены: Mo, Sn, As, Bi, Hg, C, Sb.

Есть основание считать, что также и эффузивные (новейшие) породы типа андезитов или базальтов могут содержать полезные ископаемые в виде того или другого металла или его соединений; в этом отношении они почти не изучены.

Во всяком случае край чрезвычайно интересен в смысле своих полезных ископаемых, в особенности в связи с наличием крупных буроугольных месторождений и возможностей открытия также и нефти.

Одним из самых крупных месторождений в СССР цветных металлов является Тетюхинское серебро-свинцово-цинковое месторождение, относящееся к контактным, на границе между известняками и гранитами с кварцевыми порфирами. Согласно Криштафовичу, руда содержит 17% цинка, 13% свинца, 9,66% меди, 0,025% серебра, 12,9% железа, 9,47% окиси марганца, 0,43% мышьяка, висмута до

0,6—0,13%. Общие запасы 249 000 *т* цинка, 131 000 *т* свинца, 268 *т* серебра и 12 000 *т* меди. Присутствует также олово.

Не исключена возможность нахождения и других аналогичных месторождений, указания на которые имеются. Однако, район чрезвычайно труден для исследований, частью благодаря гористости, частью же болотистости.

Золото в коренных месторождениях и в россыпях широко распространено; олово встречено в нескольких местах в Уссурийском крае и по р. Харгу, сурьма — на Богучане, висмут — в Тетюхе, шеелит и вольфрамит в ряде мест по рекам Харгу, Амазару и другим, по среднему течению Депа. Молибден — в районе Удского побережья, ртуть — во Владивостоке, в Сучанском руднике.

Дальнейшие петрографические и поисковые работы могут чрезвычайно расширить сырьевые базы указанных выше металлов и неметаллических ископаемых.

3. Остров Сахалин

На территории северной части о. Сахалина магматические породы развиты частью на севере, на полуострове Шмидта, частью на юге, южнее примерно параллели, проходящей через пост Александровский.

Наиболее древние породы Сахалина обладают палеозойским возрастом; они представлены авгитовыми и кварцевыми порфиритами, образующими массивные выхода на полуострове Шмидта и приуроченными к центральным частям брахиантиклиналей палеозойского возраста, обычно имеющим меридиональное простирание, частью же переслаивающимися с палеозойскими туфогенными и сланцевыми породами.

Более поздние дислокации имели место только в конце мелового периода и именно к этому периоду приурочена интрузия разнообразных, главным образом щелочных пород; они находятся южнее порта Александровского; единственный выход гранита находится в юго-восточном углу советской половины полуострова около японской границы, на мысе Рымник, где он прорезает меловые сланцы.

К дислокациям третичного возраста относятся интрузии разнообразных глубинных пород, представленных щелочными породами и базальтами в южной половине советского Сахалина; более древними из них являются жилы щелочных и нефелиновых сиенитов и монцонитов в западной части полуострова от мыса Най-Най, южнее порта Александровского до советско-японской границы.

Эти породы прорезаны более юными эссекситовыми диабазами, последние сменяются еще более поздними мощными излияниями базальтов с их туфами, главным образом севернее области развития щелочных пород. Последняя фаза излияний закончилась на полуострове Шмидта только в послеплиоценовое время излияниями тефритов, развитых на западе этого полуострова.

Таким образом, для Сахалина характерно развитие на юге в средней его части очень юных щелочных пород — нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов, также эссекситовых диабазов, севернее и в ряде других мест острова — базальтов с их туфами, на самом севере на полуострове Шмидта — разнообразных порфиритов и тефритов с их туфами.

Интересно то, что здесь мы имеем чрезвычайно юную провинцию натровых пород (атлантического типа), развитых на значительной территории (от юга советского Сахалина до севера его), и одновременно развиты резко отличные от них мощные излияния базальтовых магм.

Нефелиновые сиениты образуют жилы мощностью до 15 *м* в меловых конгломератах; это частью светлые, мелкозернистые породы, с белым полевым шпатом, красным нефелином, бесцветными блестящими зернышками анальцима и немногочисленными черными кристаллами роговой обманки и лепидомелана.

Полевые шпаты — частью анортоклаз, частью микроклин-пертит; нефелин нередко переходит в канкринит; содержание анальцима иногда довольно значительное. Пироксен — эгириновый авгит и эгирин, последний с плеохроизмом от яркозеленого до желтого $c : N_p = 5°$, $N_g - N_p = 0{,}050$.

Щелочные сиениты и моноциты образуют ряд выходов в непосредственной близости от нефелиновых сиенитов. Щелочные сиениты лейкократовые, равномернозернистые, состоят почти полностью из щелочных полевых шпатов и очень малого количества лепидомелана и эгирина. В породах рассеяны довольно крупные зерна апатита, титаномагнетита и мелкие кристаллики апатита.

Щелочные сиениты преобладают, образуя жилы в самой тесной связи с монцонитами.

Монцониты также равномернозернисты и гранитовидны, но значительно более меланократны; они состоят из щелочного полевого шпата (микропертитового ортоклаза) и плагиоклаза, близкого к андезину № 34, далее лепидомелана, авгита, апатита, титанита и титаномагнетита.

Эссекситовые диабазы прорезают все предыдущие породы тонкими жилами, темно окрашены, довольно мелкозернисты, в общем серые, иногда более плотные и тогда почти черные. Главная масса породы состоит из плагиоклаза, близкого к № 42. Кроме того, присутствуют: санидин, анальцим, титансодержащий авгит, оливин, биотит, титаномагнетит, большое количество апатита.

Тефриты, окрашенные в серые цвета и сходные с базальтовыми (мыс Горнер), обладают порфировой и гипокристаллической структурой. Вкрапленники — основной плагиоклаз № 50 и базальтический авгит. В флюидальной микролитовой основной массе, кроме стекла, присутствует также минерал, сходный с содалитом. Дервиз на основании этого относит породу к гаюиновому тефриту; как видно из анализа и сопоставления его с анализом щелочных интрузивных пород Сахалина, они близки к магме этих последних.

Встречаются также почти черные базальтические тефриты с оливином и стекловатым базисом, также присутствуют и эссекситовые диабазы, окрашенные в темносерые цвета, имеющие состав, близкий к тефритам; среди вкрапленников присутствуют плагиоклаз, близкий к № 50, базальтический авгит и оливин, со стекловатым базисом.

Имеются также типы промежуточные между эссекситовыми диабазами и тефритами.

Среди базальтов имеются оливиновые и безоливиновые, иногда с гиперстеном. В первых оливин сосредоточен среди вкрапленников,

авгит — в основной массе. На полуострове Шмидта развиты диабазы, плотные, черные, с порфировой структурой, сходные с базальтами; они состоят из лабрадора, анортита и диопсида, обладают ясно выраженной диабазовой структурой, в химическом отношении очень близки к базальтам.

Кроме того, присутствуют биотитовые, авгитовые и кварцевые порфириты и их туфы; порфириты состоят главным образом из авгита и иногда гиперстена, плагиоклаза № 50, реже с биотитом и кварцем.

Имеются также переходы между авгитовыми и кварцевыми порфиритами в виде диабазовых порфиритов и далее кварцевые порфиры.

Среди этих пород мы можем довольно отчетливо различать следующие группы:

1. Породы нормально-гранитной магмы — к ним, кроме типичного по минералогическому составу микропертитового гранита, относятся также кварцевые порфиры.

2. Породы габбро-перидотитовой магмы, среди которых выделяются прежде всего базальты оливиновые и полевошпатовые и диабазы.

3. Породы натрово-щелочной магмы — нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и тесно геологически и химически связанные с ними монцониты, эссекситовые диабазы и тефриты. Возможно, что к этой же группе относится и порода, названная Дервиз «кварцевым порфиритом» (см. табл. 203 на стр. 686).

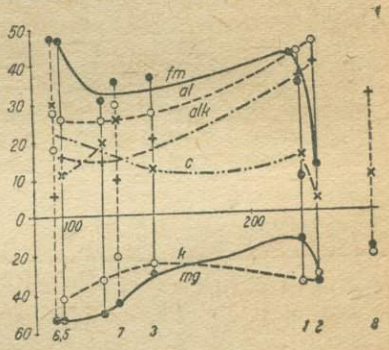


Рис. 176. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород о. Сахалина. *1—8.*

Промежуточной между габбро-перидотитовыми породами и натрово-щелочными является порода, обозначенная Дервиз № 6. Вся эта группа полностью одного происхождения и по времени с эссекситовыми диабазами; с ней связаны, вероятно, авгитовые и другие порфириты.

Вариационная диаграмма указывает на тесную генетическую связь между этими породами (рис. 176).

Порфириты не подходят ни к базальтам, ни к щелочным породам, как и кварцевые порфириты; характер их соответствует нормальным гранодиоритовым магмам.

4. Побережье Охотского моря

Район, расположенный по западному берегу Охотского моря, почти не исследован; совершенно не исследован также район, расположенный далее к западу от побережья, за исключением очень малоизученной части между Охотском на севере и Удской губы на юге, где и побережье, и район к западу от него частично затронут исследованиями, которые все же дают возможность судить о том разнообразии магматических пород, которые должны быть развиты на территории неизученных областей.

Между Гижигой на севере и Охотском на юге указаны места выходов ряда магматических пород — гранитовых, диабазовых в боль-

Химический состав магматических пород о. Сахалина

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	60,96	0,55	19,38	1,24	1,20	0,07	0,23	3,48	6,08	5,43
2	60,30	0,71	19,88	2,62	—	—	0,76	1,60	7,07	5,15
3	49,57	2,75	15,98	5,43	5,26	0,25	2,69	50,40	5,32	2,67
4	46,42	2,74	17,09	5,61	4,19	0,15	5,79	7,13	3,78	2,89
5	45,91	2,46	16,23	5,72	4,35	0,15	6,33	3,94	3,57	4,05
6	46,42	1,33	13,95	3,80	9,04	0,26	8,02	13,06	2,18	0,26
7	49,46	1,67	19,83	6,45	3,29	Следы	4,13	9,30	3,13	1,24
8	64,69	0,10	13,70	1,05	4,32	0,17	1,94	2,07	4,67	4,86

№ анализа	$\overline{R}O$	SiO_2	*a*	$R_2O:RO$	*S*	*a*	*c*	*f*	*n*
1	1,2	5,0	2,4	1,8 : 1	69,5	12,0	2,7	5,3	6,6
2	0,9	4,9	2,4	5 : 1	70,2	14,3	1,3	4,4	6,8
3	1,8	4,5	1,9	1 : 2,1	59,8	5,4	1,9	12,6	7,5
4	2,2	4,0	1,6	1 : 3,6	55,0	3,7	3,1	13,2	6,7
5	2,0	4,1	1,5	1 : 2,9	56,0	4,3	2,5	13,2	5,7
6	3,8	5,0	1,5	1 : 14	50,2	1,2	3,0	15,8	9,2
7	1,6	3,6	1,6	1 : 5	56,4	3,9	7,6	8,5	8,0
8	1,0	7,3	3,7	1 : 1,2	71,8	8,8	0,5	10,7	6,0

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	42,0	9,5	14,0	34,5	226	0,37	0,14	1,50
2	45,2	12,3	3,5	39,0	236	0,33	0,36	0,28
3	27,0	36,7	16,6	19,7	149	0,25	0,32	0,45
4	25,2	41,5	19,3	14,0	121	0,33	0,52	0,46
5	25,5	47,0	11,3	16,2	100	0,42	0,54	0,24
6	17,4	47,9	29,7	5,0	100	0,08	0,54	0,61
7	29,6	35,2	25,5	9,7	129	0,20	0,45	0,72
8	31,6	29,6	8,8	30,0	264	0,41	0,39	0,30

1. Щелочной сиенит. 2. Нефелиновый сиенит. 3. Монцонит. 4. Эссекситовый диабаз. 5. Тефрит. 6. Диабаз. 7. Оливиновый базальт. 8. Кварцевый порфирит.

Химический состав магматических пород Охотского моря

№ анализа	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	70,44	16,22	5,16	0,68	—	0,36	0,92	7,33	1,95
2	48,88	16,45	9,76	—	0,60	7,16	11,90	2,95	0,44
3	48,12	17,80	8,34	—	0,95	8,40	7,78	2,05	0,25
4	49,66	21,29	5,94	2,19	Следы	6,47	9,16	2,28	0,32
5	76,44	13,72	2,28	—	1,08	Следы	0,74	3,11	2,94
6	67,80	18,25	2,45	0,23	Следы	0,18	0,84	4,62	3,42
7	60,12	18,25	5,43	—	—	1,11	3,83	5,81	1,69
8	44,26	20,87	7,23	2,09	Следы	5,39	12,55	1,91	0,39
9	61,89	12,35	9,63	—	—	0,80	2,35	4,40	4,91

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,12	7,37	3,57	3,2:1	76,6	13,9	1,6	4,5	8,5
2	1,95	3,60	1,45	1:7,52	52,6	1,8	3,8	14,4	9,0
3	1,70	3,58	1,52	1:9,78	54,3*	11,4	5,5	13,1	9,2
4	1,17	2,42	1,16	1:8,69	54,9	1,7	7,0	11,3	9,0
5	0,64	8,61	4,72	6,4:1	83,2	6,4	1,0	12,6	6,2
6	0,7	5,8	3,13	4,9:1	76,7	13,4	1,8	4,8	6,7
7	—	—	—	—	68,8	8,1	4,8	1,1	8,4
8	1,73	3,0	1,26	1:11,3	50,7	1,3	6,7	12,0	8,8
9	1,03	5,73	2,84	1:5	73,1	13,3	0,1	6,6	6,5

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	44,4	12,6	4,4	38,6	329	0,15	0,20	0,35
2	22,1	41,4	29,3	7,2	112	0,09	0,60	0,70
3	26,2	47,5	20,9	5,4	116	0,09	0,67	0,44
4	30,8	39,1	24,1	6,0	122	0,10	0,61	0,77
5	52,2	10,8	5,0	32,0	495	0,37	0,00	0,47
6	43,4	11,4	4,3	32,2	274	0,33	0.12	0,36
7	39,2	20,9	15,1	24,8	220	0,16	0,29	0,72
8	29,5	35,5	31,3	4,7	103	0,11	0,53	0,88
9	28,2	52,7	10,0	29,1	242	0,42	0,14	0,36

1. Микропертитовый гранит, окрестности Охотска, месторождение мареканита. Микроклин, альбит, кварц, авгит роговая обманка, биотит, магнетит. Структура гипидиоморфная. 2. Габбро (диорит). Хребет Прибрежный. 3. Габбровидный диабаз. Хребет Тутканский. 4. Диабаз. Окрчжности Охотска. 5. Липарит. Охотск, р. Сухой Марекан. 6. Дацит (энстатитовый андезит), Охотск, р. Кекра. 7. Рогообманковый андезит. Правый берег Амура. 8. Базальт. Окрестности Охотска. 9. Трахитовый таксит. Залив св. Креста.

шом числе мест, частью также наиболее юных андезито-базальтовых.

Больше данных имеется для района Охотск — Удская губа, где развиты, кроме гранитов и связанных с ними пород, также мощные извержения гипабиссального и эффузивного типа диабазовых пород, частью тянущихся сплошной полосой в юго-западном направлении: сперва по берегу Охотского моря, затем уходя от него и выступая также в ряде мест более узкими полосами того же простирания вплоть до Удской губы, к востоку от Станового хребта (Яблоновый), на восточном склоне которого имеется площадь развития тех же пород, и северными отрогами Малохинганского хребта, где имеются также и типичные интрузии габбровых пород.

Развиты, занимая местами огромные площади в районе восточных склонов Яблонового хребта севернее Аяна, также и эффузивы андезито-базальтового по преимуществу третичного типа, частью и бо-

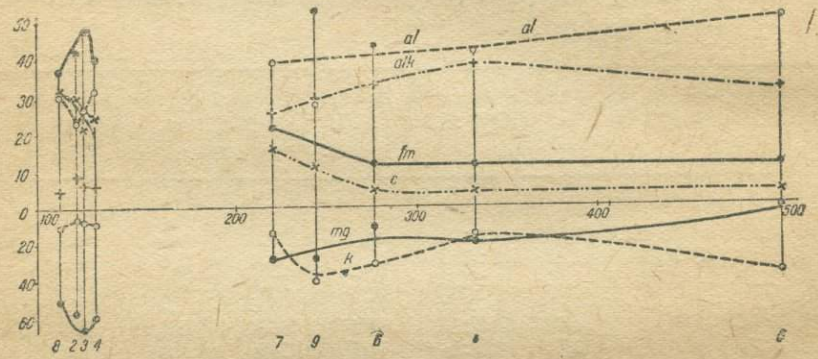


Рис. 177. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород района берегов Охотского моря. *1—9.*

лее юного возраста; они же развиты и далее до устья Амура и еще далее к югу.

Богданович (1904) приводит факты, дающие довольно ясное представление о петрографическом характере изученного им западного побережья Охотского моря как по гранит-сиенитовым породам (граниты, сиениты), так и по диабазовым и габбровым (диабазы, габбро-диабазы, габбро или габбро-диориты) и, наконец, по новейшим эффузивам (оливиновые базальты Охотска и Николаевска, базальты, амфиболовые андезиты, мареканиты и липариты).

Следует отметить правильное изменение кривых для каждой из групп в отдельности — более древних граносиенитовых и диабазово-габбровых пород и более юных липарито-базальтовых пород, указывающих на общность генезиса из одной и той же магмы пород каждой из двух этих, отделенных длительным периодом времени (палеозой — кайнозой) пород, и в то же время резко выражен параллелизм линий *al* и *alk* и для всех групп в совокупности, при довольно резко отличном от них также параллельном изменении линий *c* и *fm*; характерно то, что с течением времени конечные наиболее основные диференциаты, излившихся пород (базальтов) более богаты *c* (кальциевыми молекулами) и более бедны *fm* (магнезиально-железистыми), чем более древние (диабазы и габбро).

Как видим, все породы носят характер щелочноземельных и хорошо укладываются в классификацию Ниггли, как и данные по ряду других пород того же района (рис. 177).

5. Камчатка

На Камчатке, в районе Срединного хребта, развиты глинистые, кремнисто-глинистые, кристаллические и иные сланцы и гнейсы, прорезываемые в ряде мест гранитами, относимыми к докембрию.

В особенно крупных массах развиты эффузивные породы, изливающиеся и в настоящее время из действующих вулканов, также местами и интрузивные породы. Излияния начались с третичного времени; согласно Богдановичу, возраст самых древних излияний относится к плиоцену. Согласно ему, вулканические извержения здесь происходили в определенной последовательности смены излившихся пород различного петрографического характера; он различает несколько отдельных эпох излияния лав.

1. Море покрывает еще значительные части восточного и западного побережья. Первая фаза вулканизма — начинаются извержения наиболее основных гиперстеново-авгитовых андезитов.

2. Вторая фаза вулканизма, тесно связанная с предыдущей; в конце предыдущей эпохи происходят извержения более кислых амфиболово-биотитовых андезитов.

3. Третья фаза вулканизма, частью синхроничная с наиболее кислыми породами второй фазы — извергаются авгитовые андезиты, изливающиеся и в настоящее время сопками Ключевской, Б. Тобачика, Авачинской, Мутновской и другими.

Начало короткой второй и продолжительной третьей фазы совпадает с послетретичной дислокацией.

Послетретичная дислокация затронула также Командорские острова, где происходили извержения аналогичных пород в третичное и послетретичное время. Вулканическая область этих островов связывает вулканическую область Камчатки с вулканическими областями Алеутских островов с одной стороны, а через Курильские—с Японской вулканической областью.

В северной части Камчатки Машковцев и Чурин (1931) выделяют две группы пород:

1) Мезозойские интрузивные породы, представленные пироксеновыми горнблендитами, габбро и базальтовидными долеритами.

2) Главным образом третичными, частью и послетретичными базальтами, андезитами и дацитами.

Янковский (1895) и Богданович (1904) указали на присутствие на Камчатке разнообразных андезитов — авгитовых, гиперстеновых, иногда витрофировых; одновременно развиты в меньших размерах более кислые породы, представленные дацитами вплоть до липаритов, иногда трахитами, кроме того, связанными с кварцевыми трахитами, базальтами.

Для всех этих пород характерна очень малая величина k (обычно менее 0,20), за исключением трахитовых лав, встречающихся в районе бухты св. Креста, значительный mg — около 0,50, кроме трахитовых лав с k=29 и дацитов (k до 29) и более малый alk — по большей

части ниже 15, нередко менее 10; насыщенность кремнекислотой обычно близка к нулю.

Очень характерны для Камчатки данные, полученные Машковцевым и Чуриным (1931); они приводят данные химического анализа пяти характерных излившихся пород северной части Камчатки, где развиты следующие породы:

1. Темнозеленые до черного оливиновые базальты, иногда с миндалинами вторичных минералов, с толеитовой, микродиабазовой или долеритовой структурой, с господствующим гиперстеном, авгитом и основным плагиоклазом; оливин редок и замещен вторичными минералами. Стекло встречается изредка; в моноклинных пироксенах вкрапленников (до 3 *мм*) иногда наблюдается фигура песочных часов (анализ 1, 2).

2. Более кислыми являются полевошпатовые базальты, то красновато-бурые, то серые, иные порфировидные, нередко пузыристые лавы, с стекловатой основной массой и вкрапленниками базальтической роговой обманки, плагиоклаза (лабрадор-битовнита и редко авгита) (табл. 205, анализ 2).

3. Андезито-базальты, андезиты и дациты окрашены в разнообразные цвета от серого, до черного цвета, по большей части с ясно видимыми вкрапленниками плагиоклаза, от мелких до 5 *мм*. Основная масса витрофировая, гиалопилитовая или пилотакситовая, с особенно малыми микролитами (по Левинсон-Лессингу «микронолитами»). Вкрапленники по большей части лабрадор № 50—60, с резкой зональностью, среди темноцветных вкрапленников преобладают авгит и гиперстен; иногда количество их сводится к нулю (лабрадоровый андезит). Обычно пироксены светлоокрашены. Среди них различаются разности, приближающиеся одни к базальтам (андезито-базальты), другие — к дацитам.

Дациты светлосерые до черных, несколько более стекловаты, чем андезиты, содержат меньше и меньших размеров вкрапленники. Структура основной массы иногда эвтакситовая, флюидальная, в некоторых случаях перлитовая. Вкрапленники — андезин, среди бисиликатов — гиперстен, реже авгит, еще реже биотит. Химический состав этих пород дан на табл. 205.

Как видно из данных перечисления по методу Ниггли, оливиновый базальт относится к габброидной магме (нормально габброидному типу), остальные породы — к грушке диоритовой магмы, именно полевошпатовый базальт — к типу промежуточному между габбро-диоритовым и нормальным габброидным, андезито-базальт — к пелеитовому, андезит — к тоналитовому и дацит — к кварцево-диоритовому. Наблюдаются по существу все переходы от оливиновых базальтов, самых основных пород Камчатки, вплоть до наиболее кислых — липаритов с дацитовым характером.

Совершенно ясно выступает генетическая связь всех этих типов пород от оливинового базальта до значительно более основного, чем средний базальт Дэли *в*, близкого к полевошпатовому базальту (анализ 2) и далее до кислых липаритов с дацитовым характером (анализ 5).

Далее к югу находятся огромные площади Камчатки, занятые частью сплошь вулканическими породами с рядом сопок, частью лавами действующих и в настоящее время вулканов.

Таблица 205

Химический состав эффузивов Камчатки

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	45,42	0,62	14,44	3,95	5,60	0,19	10,95	9,45	1,76	0,67	4,04
2	47,40	1,10	20,03	10,63	1,32	0,09	3,96	9,87	2,33	0,98	1,26
3	55,34	0,72	18,78	2,72	5,81	0,16	2,40	7,93	2,53	1,52	1,96
4	60,29	0,60	17,44	3,43	3,38	0,07	2,62	5,07	4,05	2,52	1,96
5	65,58	0,43	13,99	5,05	1,87	0,07	0,64	3,29	5,61	2,19	0,97

№ анализа	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	3,3	4,55	1,4	0,06	51,10	1,73	5,34	22,9	8,07
2	1,33	3,0	1,4	0,16	54,10	3,0	9,4	17,6	7,96
3	1,75	4,7	1,87	0,2	61,31	4,1	8,6	17,3	7,25
4	1,6	5,3	2,3	0,45	67,36	7,65	8,25	14,10	7,96
5	1,38	6,95	3,17	1,08	72,96	12,2	1,7	18,1	7,91

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	17,6	51,1	21,2	9,1	96	0,10	0,66	0,40
2	28,6	38,5	25,9	7,0	117	0,23	0,38	0,69
3	32,2	33,0	24,9	9,9	163	0,23	0,33	0,75
4	33,0	32,0	14,5	17,5	198	0,29	0,42	0,53
5	33,3	24,9	14,3	27,5	267	0,20	0,15	0,57

1. Оливиновый базальт. 2. Полевошпатовый базальт. 3. Андезито-базальт. 4. Андезит. 5. Дацит.

Породы Камчатки, по данным Янковского (1895), представлены гиперстеновыми, авгитовыми андезитами, иногда витрофировыми, кварцевыми трахитами и липаритами; главную роль (сопки Авачинская, Шевелюч и др.) играют гиперстеновые и авгитовые андезиты, по типу приближающиеся к производным магм нормально диоритового, габбро-диоритового, иногда и нормально-габброидного типов.

Местами здесь присутствуют трахиты, состав которых, по анализам Янковского, характеризуется значительным содержанием окиси калия; по перечислению по методу Ниггли принадлежит к производным натрово-сиенитовой ветви щелочно-гранитово-пуласкитовой группы магм. То же относится и к кварцевому трахиту.

Богданович приводит анализы ряда эффузивных пород Камчатки, именно авгитовых, гиперстеново-авгитовых и других андезитов, поле-

вошпатовых базальтов, ортофиров (вероятно, вместо трахитов на Мареканке), также слюдяных дацитов и дацитов в частности на Ключевской сопке — авгитового андезита. Перечисления по методу Ниггли для отдельных характерных типов эффузивных пород по анализам Богдановича дали следующие результаты (рис. 178).

Таблица 206

Химическая характеристика горных пород Камчатки

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	31,2	34,4	24,4	10,0	134	0,18	0,49	0,67
2	27,0	41,5	23,0	8,5	116	0,16	0,64	0,57
3	43,6	22,8	15,9	17,7	227	0,24	0,45	0,70
4	48,7	12,3	10,3	28,7	385	0,31	0,28	0,83

1. Полевошпатовый базальт, окрестности мыса Оксана. Близок к нормально-диоритовому типу магмы. 2. Гиперстеново-авгитовый андезит Щоки; габбро-диоритовый тип магмы. 3. Андезит Хоа-Шень. Плагиоклазо-гранито-олигоклазовый тип магмы. 4. Слюдяной дацит. Белый хребет. Трондьемитовый тип магмы.

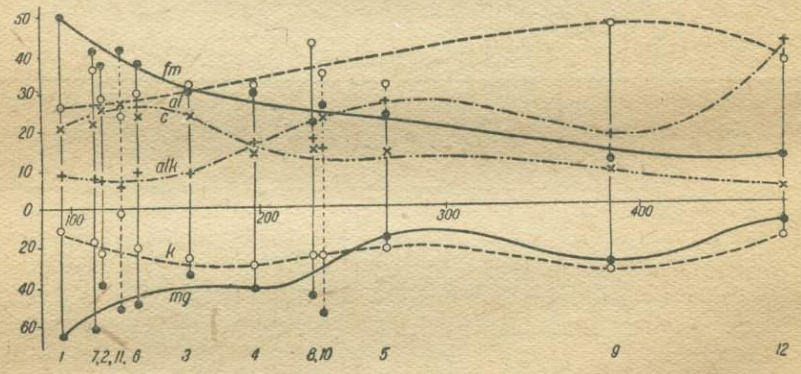


Рис. 178. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород Камчатки и Командорских островов. *1—12.*

Из диаграммы совершенно ясно выступает непрерывная генетическая цепь от базальтов до слюдяного дацита. Исключение составляет трахитовый таксит, отличающийся особенным богатством щелочами, в частности калием.

6. Командорские острова

Рядом с Камчаткой, к востоку от нее, на Командорских островах выступают базальты и андезиты, близкие к аналогичным породам Камчатки; одновременно Старчинским описаны были породы, резко отличные от пород Камчатки, представленные преобладающим натровым риолитом, особенно богатым натрием; в состав его входят альбит, кварц и диопсид; он более древний, чем базальты, возраст обоих палеогеновый.

Таблица 207

Химическая характеристика горных пород Командорских островов

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	35,0	27,9	22,3	14,8	234	0,23	0,54	0,80
2	24,1	42,0	28,2	5,7	128	0,02	0,51	0,66
3	38,2	12,7	5,5	43,6	475	0,15	0,06	0,43

1. Андезит Командорских островов. 2. Базальт, оттуда же. 3. Натровый риолит, оттуда же.

Эти андезиты и базальты отличаются несколько меньшим содержанием щелочей, чем камчатские, в остальном приближаются к типу камчатских пород; базальт относится к типу габбро-диоритовому, андезит — близок к кварцево-диоритовому типу. В то же время риолит совпадает с типом магм калинатрового типа.

Андезито-базальты (берингиты) Старчинским описаны в районе о. Беринга, там же выходят и авгитовые андезиты.

7. Анадырь и берега Северного полярного моря

К северу от Камчатки и Командорских островов берега Берингова моря почти совершенно не изучены, вплоть до Анадырского залива. Здесь также расположена область развития как интрузивных, так и эффузивных пород, интрудированных, начиная по крайней мере от палеозоя и до послетретичного времени с разнообразными связанными с ними полезными ископаемыми.



Рис. 179. Разрез через Анадырский край.
1—эоцен; *2*—базальт; *3*—мел; *4*—дацит.

Анадырский край изучен был Полевым (1915), показавшим, что значительная часть этого края сложена магматическими породами, отличающимися значительным разнообразием состава и возраста (рис. 179).

В отличие от рассмотренного выше Чукотского мыса, район этот отличается сравнительно малым развитием глубинных пород и преобладающим значением эффузивных.

Среди глубинных пород Анадырского края главную роль играют основные породы — пироксениты, связанные с ними пироксеновые габбро и серпентиниты, также роговообманковые породы — такие, как горнблендиты, роговообманковые габбро и различного рода метаморфические сланцы.

Габбро, обычно довольно светлоокрашенные, иногда почти белые, образуют жилы и штоки среди пироксенитов. Оливиновые породы встречены не были; серпентиниты образуются здесь из пироксенитов.

В тесной связи с габбро-пироксенитовыми породами, на северном

краю их массива, развиты также диориты, теснейшим образом связанные переходами с роговообманковыми габбро и горнблендитами.

Вся эта свита магматических основных и ультраосновных пород относится к древним породам — палеозойского возраста.

Имеется также и другая группа глубинных пород, развитых в верховьях левого притока р. Анадыря — р. Танурера, где более древние, порфириты и диабазы, прорваны свитой генетически друг с другом связанных иных пород — именно более кислых; эта серия начинается более кислыми диоритами, переходящими частью в гранодиориты, частью в сиенит-диориты, сиениты и, наконец, в граниты. Наиболее кислый из них биотитово-роговообманковый гранит, богатый темными шлирами, выступает у берега Анадырского залива на горе Соколовой; он же выступает и по р. Танурере. Возраст этих пород значительно более юный, чем метаморфической толщи и основных и ультраосновных пород; некоторые из них, как гранодиориты горы Ворожеи, вблизи Колымского хребта, прорезают неоком.

Огромным развитием пользуются эффузивные, переходящие в полуглубинные породы.

Наиболее древними из них являются диабазы и связанные с ними постепенными переходами разнообразные порфириты — диабазовые, и более кислые, частью роговообманковые (в районе Золотого хребта, у Новомариинска, расположенного на берегу Анадырского залива). Эти последние наиболее древние среди магматических пород Анадырского края.

Часто трудно отделить эти породы от пород неовулканического типа, которые представлены разнообразными базальтами, оливиновыми и безоливиновыми, также очень широко распространенными андезитами, главным образом авгитовыми, роговообманковыми, реже гиперстеновыми и биотитовыми, дацитами, стекловатыми липаритами разного состава; последние образуют две отдельные площади; обычно окрашены в светлые цвета — белый и желтовато-белый.

Все эти разнообразные породы, называемые условно эффузивными, образуют особенно часто массивы и отдельные жилы. Местами встречены также черные пехштейны и обсидианы, тонкими жилами пересекающие другие породы, в частности светлые липариты.

Среди юрских пород местами (устье Алгана) встречены светло-окрашенные жилы альбититов. Неокомские отложения пересекаются иногда дайками жильных пород — вогезитов, спессартитов и других.

Аналогично тому, что Богдановичем установлен для берегов Охотского моря послеюрский возраст диабазов, в Анадырском крае диабазовые породы обладают также юным возрастом, частью более юным, чем возраст гранитов, между юрой и концом верхнемелового периода.

Интрузии андезитов, базальтов и дацитов происходили в третичное время и закончились к началу четвертичного. Неясен относительный возраст липаритов. В общем в районе Анадырского края преобладающую роль играют магмы щелочноземельные, притом мезозойские и третичные.

В общем породы родственны, по Полевому, породам Камчатки, где встречаются также и основные глубинные породы, и довольно резко отличаются от пород Чукотского полуострова.

Последовательность интрузий в общем такая, какая установлена и для района Охотского моря Богдановичем: 1) сперва интрудировала габбровая магма, 2) за ней гранитная и 3) интрузии закончились внедрением диабазовых и андезитовых пород.

Контактовые изменения пород наблюдаются в ряде мест; иногда наблюдаются изменения глинистых сланцев в контакте их с габбро в слюдистые сланцы с гранатом, графитом, хиастолитом и дистеном. Одновременно наблюдаются явления инъекции; именно в этой приконтактной зоне, согласно Полевому, наблюдается и концентрация золота. Золотоносность совпадает также с местами развития липаритов.

Вне сомнения, при дальнейших исследованиях возможно обнаружить ряд других месторождений золота, установив их связь с определенными типами магматических пород, развитых здесь.

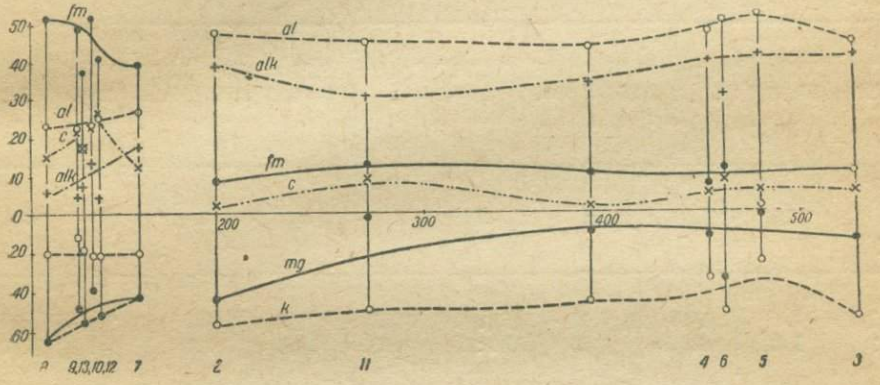


Рис. 180. Вариационная диаграмма (по Ниггли) магматических пород северо-востока Сибири Азиатской части СССР. *1—12.*

Наличие гранодиоритов и других кислых магм, слабая размытость ряда пород, судя по значительному развитию полуглубинных пород со структурой типичных эффузивных пород, указывает на возможность нахождения также и крупных месторождений таких металлов, как те, которые связаны с кислыми магмами по преимуществу; к таковым относятся олово, вольфрам, которые, наряду с сурьмяным блеском, найдены были в ряде мест Анадырского края (главным образом на Сеурданском полуострове).

Наличие основных и ультраосновных пород говорит в пользу возможности нахождения и других металлов, в частности платины (указания на присутствие ее имеются), также и меди.

В заливе св. Креста, расположенном к северу от Анадыря, присутствует трахитовый таксит с полевым шпатом, представленным как ортоклазом, так и плагиоклазом, с преобладающей основной массой типа трахитового пехштейна с многочисленными обломками авгитового трахита, содержащего вкрапленники полевого шпата и авгита. Присутствуют также и гиперстеновые андезиты, авгитовые андезиты и липариты, последние светлобурые с резко выраженным литоидным характером.

Здесь развиты разнообразные эффузивы третичного возраста —

базальты, андезиты, липариты; возможно также, что здесь имеются сеноманские лампрофировые и авгит-порфиритовые жилы.

В районе Чукотского мыса (Дежнева), Восточного, около Ичана, расположенного к северу-западу от мыса Дежнева, Вашингтоном (1902) описаны комендиты, по составу тождественные с натровыми риолитами Командорских островов (анализ 1); тут же развиты нефелиновые сиениты (анализ 2), по составу близкие к породам Сахалина, т. е. развиты типичные натровые магмы атлантического типа среди области развития пород типичного тихоокеанского типа (рис. 180).

Таблица 208

Химический состав пород Чукотского мыса

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	75,44	Следы	11,98	0,88	1,02	Следы	0,10	0,33	4,06	5,01	0,68
2	55,38	„	23,74	0,63	1,26	„	0,81	0,67	5,29	10,05	1,12

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O:RO$	S	a	c	f	n
1	1,16	10,5	5,04	5,67:1	82,7	17,0	0,6	2,4	5,5
2	1,02	33,88	1,93	3,84:1	65,7	14,8	1,1	4,1	5,2

№ анализа	al	fm	c	alk	si	k	mg	c/fm
1	43,5	10,8	1,5	44,2	39,0	0,45	0,10	0,14
2	48,2	9,5	2,5	39,8	19,0	0,56	0,44	0,26

1. Комендит. 2. Нефелиновый сиенит.

От нормальных щелочных пород обе породы отличаются большой величиной k и представляют собой своеобразные породы калиевого ряда.

Этот район очень интересен, как чрезвычайно своеобразная, пока очень мало изученная петрографическая провинция с выходами очень основных щелочных натровых пород.

В наиболее отдаленном северо-восточном конце Азиатской части СССР развиты мощные массы разнообразных магматических пород конца палеозойского времени и более юные; к ним относятся габбро мыса Рыркапий, к северо-западу от мыса Ванкарема, граниты, кварцевые диориты, диабазы Большого Ляховского острова — самом южном из Новосибирских островов, мыса Святого Носа по другую сторону пролива Лаптева и др.

Таблица 209

Химический состав горных пород Колымы-Охотска

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	76,87	0,07	11,51	1,12	0,36	0,20	0,66	2,60	5,30	0,45
2	72,12	0,05	11,93	0,16	1,01	0,12	0,69	3,74	3,46	1,62
3	75,36	—	14,21	0,13	—	следы	0,84	4,78	2,72	1,09
4	76,22	—	14,18	0,36	1,14	0,44	1,12	2,42	4,26	0,24

№ анализа	$\overline{R}O$	SiO_2	a	$R_2O : RO$
1	1,05	11,25	5,58	4,5 : 1
2	1,09	10,22	5,00	3,28 : 1
3	0,86	8,96	4,65	7,1 : 1
4	0,92	8,96	4,37	1,82 : 1

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	44,5	9,8	4,8	41,0	531	0,57	0,16	0,49
2	47,5	7,5	5,0	40	451	0,37	0,15	0,61
3	53,0	0,7	5,6	40,7	481	0,27	0	0,08
4	50,5	11,3	7,6	30,6	460	0,53	0,36	0,67

1. Липарит Березовки. Колымский край. 2. Обсидиан. Там же. 3. Липарит Мареканки, около Охотска. Венюков. 4. Обсидиан Кабардино-Балкарии. Микей.

Андезиты бухты Провидения развиты к западу от Чукотского мыса, мыса Чаплина к северо-востоку от мыса Чукотского, у пролива Сенявина, несколько к северо-востоку от мыса Чаплина, андезиты и дациты губы Мечигменской, далее к северу и др.; между мысом Инцова и Колючинской губой эффузивные породы занимают значительную площадь.

Они же развиты далее также по берегу Северного полярного моря у Святого мыса, где базальты образуют столовые и конусообразные возвышенности до 400 *м* высоты, также на правом берегу р. Индигирки, в нижней части ее течения, южнее Святого Носа, в верховьях р. Сюрюктая, где сохранилась форма вулкана, между реками Селях на западе и Хрома на востоке, где отдельные базальтовые массивы подымаются местами на высоту до 150 *м*. Эти ба-

зальты, очень богатые стеклом, почти лишены полевошпатовых вкрапленников.

В районе Святого Носа (Куплетский, 1930), около устья Индигирки, развиты светлосерые мелкозернистые порфировидные гранодиориты палеозойского возраста, жилы диабазов, кварцево-диорит-порфиритов; последние как на Святом Носу, так и на островах Северного полярного моря; далее турмалиновые кварцевые порфиры и другие породы. В третичное время происходили одновременно с дислокациями излияния основной магмы; к востоку от района развития гранодиоритов развиты интрузии кислой магмы в мезозое, представленной исключительно нормальными гранитами от Индигирки до Медвежьих островов.

В послетретичное время здесь же изливались базальты.

На о. Котельном (Новосибирские острова) имеются жилы натрового липарита (мезозой или третичное время), на о. Беннета — оливиновый трахидолерит, между юрой и третичным временем, на о. Вильк ицкого — базальтовидный нефелинит.



Рис. 181. Разрез по р. Колыме через Колыму и Неру.
1—жилы и массивные породы (диабаз, гранит).

Куплетский (1930) отметил некоторые характерные особенности магматических пород Новосибирских островов. Здесь интрузии гранитных магм имеются только на Большом Ляховском острове; принадлежат они плагиоклазовым гранитам и гранодиоритам и вполне аналогичны тем породам, которые выступают на берегу Северного полярного моря, в районе Святого Носа.

Жильные диабазы секут девонские породы в районе острова Котельного и, вероятно, обладают возрастом мезозойским.

На о. Фадеевском найдены были валуны тешенита, состоящие из лабрадора № 50—57, титанистого авгита (22—34%) и ряда других минералов, среди которых анальцим (7—15%) и биотит (1,5—3%) указывают на щелочной характер этой породы. Аналогичные породы имеются на р. Колыме у Среднеколымска. Эффузии липаритов известны на о. Котельном; на о. Беннета они отсутствуют.

Базальты о. Беннета представляют собой безоливиновые третичные базальты; их состав значительно отличается от сибирских траппов, прежде всего меньшим содержанием *al* и большим *alk* (щелочей), в результате чего эти базальты обладают щелочным характером и приближаются частью к тешениту (анальцимовому базальту), как это видно из схемы Ниггли.

Ближе других к типу сибирских траппов стоит диабаз о. Котельного. В верхней части течения р. Березовки в Колымском районе встречаются дайки липаритов с обсидианами, причем липариты связаны с аплитовыми жилами, являясь их продолжением. Сами же аплитовые дайки представляют собой дериваты крупных гранитоидных массивов, образованных гранитоидами, развитыми в районе Умылыманского хребта (рис. 181).

Самый массив состоит из гранитоида гибридного происхождения; гранитоиды получились в результате ассимиляции гранитной магмой

песчанисто-глинистых пород, в результате чего образовались кварцевые монцониты с довольно большим содержанием кварца. По краям этот массив представлен сиенитами и аплитовидными гранитами, за исключением контактов с известняками.

Аплитовидная гранитная магма проникает на значительные расстояния в окружающие породы, и породы иногда приобретают порфировидную структуру при тонкозернистой основной массе; при приближении к поверхности земли они переходят в липариты и зеленый обсидиан.

Таблица 210

Химический состав магматических пород Новосибирских островов (Куплетский, 1930)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	51,52	1,26	17,01	4,58	8,67	2,06	4,20	5,42	1,88
2	44,43	1,70	18,61	3,48	6,62	10,14	6,78	2,29	1,51
3	47,00	2,50	16,69	1,93	11,09	6,81	8,87	1,45	0,26
4	46,74	2,90	16,43	5,15	6,10	3,74	8,35	4,62	1,94
5	70,73	0,35	13,95	0,95	1,83	0,04	1,56	2,83	4,43

№ анализа	$\bar{R}O$	SiO_2	a	$R_2O : RO$	S	a	c	f	n
1	1,3	4,5	1,9	1,3 : 1	61,0	5,2	3,0	11,8	8,2
2	2,5	3,8	0,97	1 : 8,8	51,0	2,0	4,2	13,8	7,0
3	2,9	4,6	0,96	1 : 19	54,2	1,0	5,2	13,8	8,8
4	2,2	4,2	1,1	1 : 3,5	56,8	4,0	2,8	13,2	8,4
5	1,0	8,3	4,0	1,7 : 1	80,1	10,6	3,2	6,2	4,9

№ анализа	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*si*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	28,6	40,0	12,8	18,6	150	0,10	0,22	0,32
2	24,6	52,6	16,4	6,4	100	0,20	0,65	0,31
3	23,5	50,0	22,9	3,6	117	0,11	0,49	0,48
4	24,7	37,7	23,1	14,5	124	0,21	0,38	0,61
5	46,3	12,8	9,8	31,1	270	0,50	0,02	0,77
6	25,6	41,8	27,6	5,0	126	0,21	0,52	0,52
7	19,3	52,9	19,3	8,5	118	0,16	0,57	0,37

1. Базальт. О. Беннет. 2. Трахидолерит. Там же. 3. Диабаз. О. Котельный. 4. Тешенит. О. Фадеевский. 5. Липарит. 6. Базальт, Гренландия. 7. Базальт. Шпицберген.

Липарит светло окрашенный, ультракислый, с выделениями кварца, санидина, часто скелетного, почти одноосного, и альбит-олигоклаза; он образует дайки малой мощности и некки.

8. Полезные ископаемые

В отношении месторождений полезных ископаемых, связанных с магматическими породами, Дальний Восток, как и северные районы Сибири с ее островами, изучены очень мало, как и петрография их. Но совершенно ясно, что там, где проводится более интенсивная геолого-петрографическая работа, отыскиваются все основные и новые месторождения полезных ископаемых. Давно известны месторождения свинца, цинка и серебра Тетюхе в районе хребта Сихота-Алин. Обзор петрографических провинций показывает наличие разнообразных юных гранодиоритовых пород на всей территории, присутствие их от Владивостока на юге и до Чукотского мыса на севере, наличие в ряде мест, в частности в районе Анадыря, основных и ультраосновных пород. Наличие этих пород наряду с типичными метаморфическими толщами, содержащими в частности известняки, тектонически нарушенные, наряду с интрузиями кислых пород, говорит в пользу того, что здесь в ряде мест могут быть встречены различные виды минерального сырья и месторождения разнообразных металлов, не обнаруженных только в связи с малой доступностью района.

Развитие основных и ультраосновных интрузий говорит в пользу возможности нахождения здесь также и ряда неметаллических и металлических полезных ископаемых, связанных обычно с этими породами.

Точно также и север Сибири и острова Северного полярного моря, судя по петрографическому характеру пород, являются теми районами, где в дальнейшем могут быть встречены разнообразные виды полезных ископаемых.

Все эти районы изучены чрезвычайно слабо, частью на значительных территориях совершенно не изучены.

Главнейшая литература по петрографии Дальнего Востока и севера Азиатской части СССР

1. Анерт. Маршрутные геологические исследования в средней части верхнего течения р. Зеи. «Геол. иссл. в золотоносных областях Сибири». Амурско-приморский золотоносный район, т. XXI, 1915.
2. Он же. Маршрутные геологические исследования западной части бассейна верхнего течения р. Зеи. Там же, т. X, 1910.
3. Он же. Богатства недр Дальнего Востока. 1928 (петрографии почти нет, геология и полная литература).
4. Болдырев. Заметка о месторождении мареканита в окрестностях города Охотска. 1904.
5. Веньюков. О некоторых базальтах Северной Азии. «Труды об. ест. при СПБ. университете». 1886 и 1891.
6. Он же. Витрокластовые стекла липаритов. Там же, т. XXI, 1893.
7. Дервиз. Кристаллические породы о. Сахалина. «Труды Геолкома», № 102, 1915.
8. Зайцев. К петрографии Нижнеамурского района. «Ежег. по геол. и мин. России», т. XIII, 1912.
9. Иванов. Геологические исследования в Зейском районе. ГИЗОС. Амурско-Приморский золотон. район, т. III, 1903.

10. Константов. Геологическое исследование вдоль линии Амурской железной дороги. Район Хингана и Буреи. 1915.
11. Криштафович. Геологический обзор стран Дальнего Востока. 1932.
12. Е. А. Кузнецов. Петрографические исследования коллекции горных пород со среднего Амура. «Сборн. мин. и геол. кабинетов МГУ», 1916.
13. Докторович-Гребницкий. Вольфрамовые месторождения Кукульбея. МОПГ, вып. 38, 1921.
15. Морозевич. Месторождение меди на Командорских островах. «Труды Геолкома», № 72, 1912.
16. Полевой. Десятиверстная карта Сахалина. Там же, 1914.
17. Он же. Анадырский край. Ч. I, там же, № 140, 1915.
18. И. Преображенский. Побережье Японского моря. МГИП. Дал. Востока, 1927.
19. Он же. Месторождения цветных металлов хребта Сихота-Алин. Там же.
20. Он же. Железнодорожный Ипполитовский район. Там же, 1925.
21. Он же. Харгинское золоторудное месторождение.
22. Ренгартен. Богучан. МОПГ, № 21, 1924.
23. Хлапонин. Маршрутные исследования в бассейне р. Буреи и Нимана. ШИЗОС. Амурско-Приморский золоторудный район, т. VII, 1907.
24. Хлапонин, Леонтович и Принада. Геологические исследования в Верхнеамурском районе. Сборник статей. «Труды ВРГРО», вып. 231, 1932.
25. Хлапонин. Маршрутные исследования в бассейне р. Амгуни. ГИЗОС. Амурско-Приморский золотоносный район, т. IX, 1908.
26. Яворовский. Краткий геологический очерк строения берегов р. Амура. Там же, т. III, 1902.
27. Янковский. Материалы для петрографии Камчатки и бухты св. Креста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрографические провинции Союза в общих чертах охарактеризованы уже давно Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Им достаточно ярко подвергнута критике приложимость деления их на атлантические и тихоокеанские области. Действительно, в каждой провинции, где имеются щелочные породы, мы имеем и типичные щелочноземельные породы тихоокеанского характера. Наиболее резко выраженными примерами этого являются Урал с его миаскитами на общем фоне щелочноземельных пород. Если мы окинем общим взглядом весь характер пород Союза, то увидим, что в зависимости от геологических условий и степени денудации, мы имеем различные типы. Древние щиты характеризуются преимущественно распространением кислых интрузивных пород, хотя наряду с ними присутствуют и основные. В горных хребтах господствуют эффузивные образования и распространены породы андезито-базальтового типа, превращенные в древних хребтах в породы зеленокаменного облика. Здесь еще не смыты покровы и не обнажены скрытые магматические корни горных хребтов и только поднявшиеся высоко в область складчатых осадков интрузии обнажены эрозией.

В истории развития эпохи существования геосинклиналей опускания характеризовались как эпохи накопления эффузивных толщ; те же периоды, когда области геосинклиналей сдавливались в складки и становились горными хребтами, характеризуются как эпохи развития интрузий. Так как каждая, хотя бы и древняя горная страна пережила эти периоды развития, то мы находим повсюду представителей как эффузивных, так и интрузивных пород, но в древних массивах господствуют вторые, тогда как в молодых хребтах первые.

Большинство исследователей склоняется к мысли о том, что первичная магма была близка к базальтовой, и родоначальный очаг соответ-

ствовал магме глубинного базальтового пояса. Эта магма, с течением жизни геосинклинали, дифференцируясь, дала производные магмы вплоть до гранитной или путем кристаллизационной дифференциации, или путем вплавления гранитного и гнейсового панцыря прилегающего материка и дифференциации полученной синтектической магмы. Возможно, что каждая фаза развития геосинклинали и диастрофизма влекла новые подвижки базальтового субстрата и новые усиленные излияния базальтов и андезитов. Этим объясняются повторные циклы вулканизма Казакстана и смена альбитофиров порфиритами как в этой области, так и в других. Этим же может быть объяснено и наличие одинаковой последовательности излияний как в древних, так и в молодых отложениях одного и того же края, а также и сходное развитие интрузивной деятельности, начинающейся обычно с основных магм и кончающейся гранитными и щелочными.

С точки зрения возможности развития гранитных магм из базальтовой необходимо отметить, что только плагиогранитные породы легко могут быть произведены путем дифференциации, нормальные же граниты, содержащие много K_2O, являются мало понятными без наличия синтектики с древними гранитным или гнейсовым панцырем, или без смешения с самостоятельной гранитной магмой. В этом отношении можно присоединиться к мнению Дели и Ф. Ю. Левинсон- Лессинга. Последний говорит, что «начиная с архейской эры, изверженные породы являются результатом переплавления тех или иных частей земной коры». Только древнейшие продукты магматической деятельности имели источником первоначальные магматические массы гранитного и габбрового состава. Средний состав уральского габбро близко стоит к составу средних габбро-диоритов той же области. Они близки к базальтам и диабазам Новой Земли. С другой стороны, близки им и средние величины диабазов Урала. Столь же близки им и траппы Сибирской платформы.

Таблица 211

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	aO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма
1	45,95	0,57	17,92	5,17	6,49	7,67	13,81	1,76	0,64	1,07	101,05
2	49,34	0,83	16,94	4,08	6,94	6,83	10,17	3,29	1,12	2,15	101,69
3	45,52	1,92	16,45	2,59	7,85	6,82	11,95	2,49	0,00	4,05	99,68
4	48,39	0,95	15,60	1,48	6,74	7,41	13,81	5,75	0,01	0,61	100,75

1. Среднее из габбро. Урал. 2. Среднее из диабазов. Урал. 3. Диабаз Новой Земли. 4. Трапп р. Елохина. Сибирь.

Мы видим, что среднее габбро Урала отличается только пониженным количеством Na_2O, что объясняется тем, что эта порода является уже отдифференцированной от первоначального очага.

Если считать базальтовую магму как первичную в настоящее время, а остальные производными от нее через вплавление и последующую дифференциацию, то, согласно воззрениям Боуэна, она должна быть в момент создания очага сильно перегретой против точки начала

кристаллизации. Неудивительно, что в разных областях, почти во всех районах Союза, ассоциации горных пород повторяются, отличаясь друг от друга теми или иными уклонениями и господством или отсутствием тех или иных типов.

Щелочные породы известны у нас на Кольском полуострове, в Мариуполе, на Кавказе, Урале, полуострове Канине, в Казакстане, Средней Азии, Восточной и Западной Сибири. Они известны как в середине орогена (Средняя Азия, Урал и др.), так и на прилегающих частях массивов (Мариуполь, Хибины). Их появление всюду следует в самые последние моменты магматической деятельности. Не только кислые породы дают щелочные дериваты; нередко встречаются и щелочные дериваты основных пород. Тешениты Крыма и Кавказа, Средней Азии, Западной Сибири, тералиты, шонкиниты и трахиандезиты Средней Азии являются примерами последнего. Мы можем считать, что щелочность свойственна большинству пород нормального типа в особых условиях их развития. Мы не можем еще с уверенностью сказать, какова причина концентрации щелочей в горных породах. Реакция ли с известняками или близкими породами, способными поглощать и отнимать кремнезем и другие компоненты, или же особые геологические условия, вызывающие отжатие щелочной жидкости в кристаллизующейся нормальной магме, или концентрации щелочей при внезапных нарушениях тектонического равновесия путем возгона газовой фазой, устремляющейся в места пониженного давления и увлекающей наиболее летучие компоненты магмы. Мы можем только констатировать, что щелочность особенно легко достигается породами кислого ряда, по существу уже в нормальном ходе дифференциации обогащающимися щелочами и летучими компонентами. Далее мы можем во многих случаях отметить приуроченность щелочных пород к особым местам тектонических структур, характеризующихся сильным давлением и, наконец, необходимо отметить, что в значительной части областей мы имеем связь щелочных пород с известняками, отмеченную уже многими исследователями и вызвавшую построение гипотезы Дели. Такая связь наблюдается и в Средней Азии и в Западной и Восточной Сибири. На Урале если и мало среди гнейсов известняков, то среди миаскитов Савельева Лога, в Ильменских горах, имеются кристаллические мраморы так же, как и в районе Кыштыма, на горе Собачьей, карбонатовые породы на периферии миаскитов. А там, где их нет, разве можем ручаться, что их не было в кровле или в местах формирования магматических масс очага, позднее вторгшегося и попавшего в иные условия. Мы не можем считать эти породы, как дериваты какой-либо особой магмы. Они связаны переходами с нормальными типами и появляются только в особых геологических условиях.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дал средние величины из анализов горных пород по различным областям (см. стр. 704).

Эти величины являются лишь приближенными. Количество анализов и их распределение между отдельными типами пород зависит от случайного распределения, особенно в малоизученных районах. Это касается и Кольского полуострова, где бо́льшая часть анализов приурочена к щелочному Хибинскому массиву. Это справедливо и для Урала, основные массивы которого прекрасно изучены и проанализированы, тогда как гранитные еще мало затронуты исследованием. Ста-

Таблица 212

Сравнительная характеристика среднего состава горных пород различных районов Союза

Кольский полуостров . . .	1,76	4,5	1,92	1,6:1
Юг Европ. части СССР . .	1,69	6,6	3,09	1:1,66
Крым	1,4	5,9	2,76	1:1,4
Кавказ	1,56	5,12	2,65	1:2,2
Урал	—	—	1,75	—
Амурский район	1,91	6,48	2,8	1:3,2
Енисейский район	—	—	3,01	—
Ленский район	2,0	6,1	2,65	—
Туркестан	1,67	5,24	2,46	1:2
Средняя Союза	—	—	2,38	—

тистический метод дает тем более близкие величины к среднему, чем больше отдельных слагаемых, и такие слабо исследованные области, как Казакстан, Туркестан и Сибирь еще не могут дать беспристрастных величин. Тем не менее, всюду, кроме Урала и Кольского полуострова, мы имеем среднюю магму, соответствующую по составу кварцевому диориту.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг приходит к выводу, что Кавказ с Крымом составляют одну провинцию, украинская полоса — вторую. Среди них резко выделяется провинция щелочных пород Мариуполя. Кольский полуостров, вероятно, вместе с Олонецким краем и с полуостровом Каниным являются третьей провинцией. Особенно характерно наличие щелочных пород как на Коле, так и на Канине.

Повидимому, в областях глубоких расколов, захватывавших временами кристаллические глыбы древних материков, изливалась на поверхность или интрудировала, образуя гигантские межпластовые интрузии, базальтовая магма. Она же создавала первые эффузивные породы, сопровождавшие возникновение и углубление геосинклиналей, где вдоль древних впадин, аналогично современному огненному кольцу Тихого океана, работали вулканы и изливались потоки лав, составлявшие в течение больших промежутков геологического времени огромные толщи вулканических продуктов.

Резко выраженную провинцию представляет Урал с его обширнейшим развитием ультраосновных габбро, пироксенитов и перидотитов. Однако, и здесь имеется широко выраженная тенденция к щелочности, чрезвычайно развитая в породах Среднего Урала: в наличии нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов.

Продолжением, с одной стороны, Урала, с другой, — Донбасса и Кавказа являются горы Средней Азии. Тем не менее, мы не находим родства в продуктах их магматической деятельности. Гранодиориты и граниты являются типичными для Туркестана. Здесь мало основных пород, столь развитых на Урале и нет следов молодой третичной и четвертичной вулканической деятельности, столь характерной для Кавказа.

Казакстан в общем сходен с Уралом также только в отношении последней фазы гранитных интрузий, основные же и ультраосновные породы имеют здесь второстепенное значение. Эффузивные процессы, напротив, имеют огромное сходство в развитии обеих этих областей. Средняя Азия и Казакстан по петрографическим особенностям близки друг к другу. Щелочные породы появляются и там и тут спорадически.

38 — III

В Западной Сибири обращает внимание провинция щелочных пород Минусинского района, в Енисейском крае — щелочные породы Батогольского гольца и в Прибайкалье — щелочные породы Святого Носа. Щелочные породы известны также и на Сахалине. Все они развиты на общем господствующем щелочноземельном фоне.

Необходимо отметить как особую провинцию щелочные лейцитовые и псевдолейцитовые породы Таймыра и Алдана.

На территории Сибири выделяется обширное поле развития базальтовой магмы, вылившейся в виде интрузий и эффузий сибирских траппов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

Глава I. **Украина** 19

1. Общие замечания . . . . . —
2. Габбро-лабрадоритовая провинция северо-запада Украины 22
3. Группа габбро-сиенитовых пород Волыни 30
4. Красные гранофировые граниты и рапакиви 34
5. Дайковые породы Волыни 38
6. Среднеукраинская габбро-лабрадоритовая петрографическая провинция 41
7. Чарнокитовая петрографическая провинция Подолии 46
8. Габбро-перидотитовая петрографическая провинция юго-востока Украины 50
9. Южноукраинская щелочная провинция 57
10. Дайковые и излившиеся породы юго-востока Украины 82
11. Полезные ископаемые 85

Главнейшая литература по петрографии Украины 88

Глава II. **Воронежский кристаллический массив и район Курской магнитной аномалии** 92

1. Воронежский кристаллический массив . . . . . —
2. Район Курской магнитной аномалии 96

Главнейшая литература по петрографии Воронежского массива и района Курской магнитной аномалии 98

Глава III. **Кольский полуостров, Карелия и прилегающие районы северо-запада Европейской части СССР** 99

1. Общие замечания . . . . . —
2. Стратиграфическая характеристика горных пород Кольского полуострова (по Полканову) 100
3. Схема образования горных пород и полезных ископаемых (по А. А. Полканову) 107
4. Схема возрастных взаимоотношений горных пород Кольского полуострова (по Б. М. Куплетскому) . . . . . —
5. Щелочная петрографическая провинция Кольского полуострова . . 108
6. Щелочные породы Турьего мыса 136
7. Основные породы Монча-Тундры, Чуна-Тундры и Волчьей тундры . 141
8. Карелия и прилегающие районы 148
9. Полезные ископаемые 159

Главнейшая литература по петрографии Кольского полуострова, Карелии и прилегающих районов 161

Стр.

Глава IV. **Крымский полуостров** 163
1. Общие замечания . . . . . —
2. Породы южной полосы (Южный берег Крыма) 165
3. Породы северной полосы 171
4. Карадаг 173
5. Возрастные отношения магматических пород Крыма 178
6. Химические особенности крымских пород 179
7. Полезные ископаемые 180
Главнейшая литература по петрографии Крыма 181

Глава V. **Кавказ (Центральный и Северный)** 182
1. Общие замечания . . . . . —
2. Глубинные магматические породы Центрального и Северного Кавказа . 186
3. Эопалеозойские интрузии 195
4. Неоинтрузии Центрального Кавказа 199
5. Основные и ультраосновные породы 207
6. Кератофировые интрузии 212
7. Основные жильные породы Кавказа 217
8. Щелочные интрузивы Минеральных Вод и Дзирульского массива . . 222
9. Новейшие эффузивы Главного хребта 229
10. Полезные ископаемые 243
Главнейшая литература по петрографии Центрального и Северного Кавказа . . 249

Глава VI. **Закавказье** 252
1. Общие замечания . . . . . —
2. Ультраосновные и основные интрузии 253
3. Гранодиоритовые интрузии 258
4. Эффузивы юрской туфогенной свиты 272
5. Новейшие эффузии 275
6. Юго-восточная часть Армении (Карабахский хребет) 297
7. Полезные ископаемые 299
Главнейшая литература по петрографии Закавказья 301

Глава VII. **Тиман, Канин и Большеземельская тундра** 303
1. Тиман . . . . . —
2. Полуостров Канин 306
3. Большеземельская тундра (базальты) 307
Главнейшая литература по петрографии Тимана, полуострова Канина и Большеземельской тундры 308

Глава VIII. **Урал** 309
1. Общие замечания . . . . . —
История развития Урала . . . . . —
Метаморфизм Урала 313
2. Полярный и Северный Урал 315
Кристаллические сланцы 316
Интрузивные породы 322
Район севернее Рай-Иза 328
Сыньинско-Войкарский массив 332
Массив горы Чистоп 335
Массив Денежкина Камня и хребта Салатим 336
Массив Кумба-Золотой Камень 340

Стр.

Габбровые и габбро-диабазовые интрузии Центрального Урала и западного его склона 342
3. Средний Урал 343
Свита древнего палеозоя 345
Петрография свиты М 347
Зеленокаменная серия 350
Зеленокаменные породы других районов Среднего Урала 366
Осадочные и метаморфические породы восточного склона Урала . . 368
Основные массивы Кытлымско-Тагильский и Ревдинский 371
Интрузии перидотитов с востока от зеленокаменной полосы 404
Малые интрузии в зеленокаменной полосе 408
Перидотиты, змеевики и габбро других районов 412
Габбро-диабазы западного склона Урала 418
Гранитные интрузии западного склона Урала . . . . . —
Интрузивные породы гранито-гнейсовых площадей и гранитных массивов 419
Щелочные жильные породы змеевикового пояса 444
4. Южный Урал . . . . . —
Свита метаморфических сланцев 445
Эффузивные породы восточного склона 446
Кристаллические сланцы восточного склона Южного Урала 452
Интрузивные породы . . . . . —
5. Общий обзор вулканизма Урала 462
6. Общий обзор метаморфизма на Урале 466
Автометаморфизм . . . . . —
Контактовый метаморфизм 468
Пневматолитический и гидротермальный метаморфизм 472
Рудный метаморфизм 479
Инъекционный метаморфизм 483
Динамометаморфизм 484
Региональный метаморфизм 485
7. Полезные ископаемые 488
Главнейшая литература по петрографии Урала 492
Глава IX. **Пай-Хой, Вайгач и Новая Земля** 497
1. Пай-Хой . . . . . —
2. Вайгач и Новая Земля 498
Главнейшая литература по петрографии Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли . . 501
Глава X. **Казакстан** 502
1. Общие замечания . . . . . —
Развитие вулканизма и метаморфизм в Казакстане . . . . . —
2. Мугоджары 506
3. Улутавские горы 510
4. Кокчетавский район 513
5. Успенский рудник 514
6. Баян-Аульский и Верхнечидерминский районы 519
7. Экибастусский район 523
8. Хребет Чингиз 526
9. Калбинский хребет . . . . . —
10. Тарбагатай 529
Главнейшая литература по петрографии Казакстана 530

Стр.

Глава XI. **Средняя Азия** 532

1. Общий обзор вулканизма Средней Азии . . . . . —
2. Красноводск 535
3. Султан Уиз-Даг 536
4. Хребет Нура-тау 541
5. Туркестанский и Алайский хребты 545
6. Восточная Фергана 550
7. Памир 555
8. Северные цепи Тянь-шаня 557
9. Пограничная Джунгария 561
10. Общие выводы по Средней Азии 561
11. Полезные ископаемые 566

Главнейшая литература по петрографии Средней Азии 568

Глава XII. **Западная Сибирь** 571

1. Алтай . . . . . —
Горный Алтай . . . . . —
Рудный Алтай 574
Металлогения Алтая 579

Главнейшая литература по петрографии Алтая 580

2. Салаир . . . . . —
3. Кузнецкая котловина 581
4. Кузнецкий Алатау 584

Главнейшая литература по петрографии Западной Сибири 593

Глава XIII. **Среднесибирская платформа** 595

1. Общие замечания . . . . . —
Восточная Сибирь, Забайкалье, Анабарский массив, Таймыр . . . . —
2. Анабарский массив 598
3. Мыс Челюскина, Таймырское побережье, хребет Барранга 601
4. Енисейский массив 603
5. Минусинская котловина — Байкал (Саянский хребет) 615
6. Прибайкалье 625
7. Селенгинская Даурия 631
8. Витимское плато и прилегающие районы 637
9. Олекмо-Витимский район 648
10. Алданский район 653
11. Восточное Забайкалье 657
12. Траппы Сибири 666
13. Полезные ископаемые Восточной Сибири 670

Главнейшая литература по петрографии Восточной Сибири 674

Глава XIV. **Дальний Восток и север Азиатской части СССР** 677

1. Общие замечания . . . . . —
2. Амурско-Приморский район . . . . . —
3. Остров Сахалин 683
4. Побережье Охотского моря 685
5. Камчатка 689
6. Командорские острова 692

7. Анадырь и берега Северного полярного моря 693
8. Полезные ископаемые 700
Главнейшая литература по петрографии Дальнего Востока и севера Азиатской части СССР . . . . . —

Заключение 701





ОНТИ
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ
И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА — ЛЕНИНГРАД

ЭМИЛЬ АРГАН

ТЕКТОНИКА АЗИИ

Перевод с французского И. П. Тепляковой, под редакцией Ю. М. Шейнманна. Стр. 192. С 27 рис. Цена 3 р. 75 к.

С. БУБНОВ

Проф. Геологического института Грейсфальдского университета

ГЕОЛОГИЯ ЕВРОПЫ

Том II. Внеальпийская Западная Европа.
Часть I. Каледониды и Вариссиды.

Перевод с немецкого А. В. Немиловой и Ар. В. Струтинской под редакцией А. П. Герасимова. Стр. 740 + 4 табл. С 201 рис. в тексте. Цена 11 р. + перепл. 1 р. 50 к.

НКП РСФСР допущено в качестве учебного пособия для университетов.

Ч. К. ЛИЗС

Проф. Висконсинского университета (США)

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Перевод со 2-го переработанного англ. издания Т. С. Шатской под редакцией Н. С. Шатского.

Стр. 284. С 103 рис. Цена 3 руб. 40 коп. + переплет 1 руб.

ГУУЗ НКТП СССР рекомендовано в качестве учебного пособия для геологоразведочных втузов.

НКП РСФСР допущено в качестве учебного пособия для университетов.

ОНТИ
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ
И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА — ЛЕНИНГРАД

Г. Ф. МИРЧИНК

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Часть I. Приемы и методы.
Стр. 136. С 51 рис. Цена 1 р. 75 к.

ГУУЗ НКТП СССР рекомендовано в качестве учебного пособия для геологоразведочных втузов.

Д. И. МУШКЕТОВ
Проф. Ленинградского горного института

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

Стр. 528. С 108 рис. Цена 6 р. 50 к. + переплет 1 р. 50 к.

У. Х. ТВЕНХОФЕЛ с сотрудниками

УЧЕНИЕ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ОСАДКОВ

Перевод со 2-го американск. издания И. А. Преображенского под редакцией проф. В. И. Лучицского.

В. ЛИНДГРЕН

МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Перевод с англ. А. Н. Лепешкиной под ред. Б. П. Некрасова.
Вып. 3. 1935 г. Цена 5 р. + 60 к.

ГУУЗ НКТП СССР рекомендована в качестве учебного пособия для геологоразведочных втузов.

НКП РСФСР допущена в качестве учебного пособия для университетов.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует	По вине
362	19 снизу	табл. 78—90	табл. 78—88	Авт.
369	12 „	кварцы	сланцы	„
421	22 „	до 340%	до 34%	„
485	Табл. 157 графа *si*	33,1	331	Корр.
510	20 снизу	ликвидации	ликвации	„
547	10 сверху	сиениты. Кремыш	сиениты Кшемыш	„
579	22 снизу	концентрированные	концентрировали	Тип.
592	6—7 сверху	бедная, щелочная	бедная щелочами	Корр.

Зак. 1010. Лучицкий и Кузнецов. Петрографические провинции СССР.

Ц. 8 р. 50 к. пер. 1 р.

ГР - 63 - 6 - 2

7