



АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

224

Экз. №

А. И. АДАМЯН

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ
ПОРОД МЕГРИНСКОГО РАЙОНА
АРМЯНСКОЙ ССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1955

537

Адамян А.И.

Петрография щелочны

пород Мегринского.....

Ереван, 1955. ц.50к.

М 12/VI-B
24.98

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Экз. №

А. И. АДАМЯН

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ
ПОРОД МЕГРИНСКОГО РАЙОНА
АРМЯНСКОЙ ССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

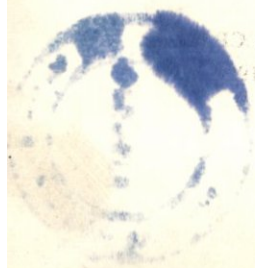
1965



537

13628

Печатается по распоряжению
Президиума Академии наук
Армянской ССР
Президент В. А. Амбарцумян



ВВЕДЕНИЕ

Сравнительно небольшой по своей территории Зангезур (Кафанский, Мегринский и отчасти Горисский и Сисианский районы Армянской ССР) чрезвычайно сложен по своему геологическому строению. Для него характерно широкое развитие магматических пород и большое разнообразие их типов. Здесь встречаются как эффузивные, так и интрузивные породы. С интрузивными породами связаны крупные месторождения полезных ископаемых (медь, молибден, полиметаллы и др.).

Особого внимания среди магматических пород заслуживают по своему научному и практическому значению щелочные породы Мегринского района. Наличие здесь и в ряде других районов этих редких пород заставляет совершенно по-иному взглянуть на вулканизм Кавказа; условия выхода их здесь таковы, что позволяют с большей или меньшей уверенностью расшифровать их генезис и тем самым пролить некоторый свет на образование щелочных пород вообще. Сами щелочные породы в современных условиях могут рассматриваться как алюминиевое сырье.

Строительство и ввод в эксплуатацию в Армянской ССР алюминиевого завода, работающего на привозном глиноземе, доставляемом из дальних районов СССР, поставило перед геологами и технологами республики важную задачу изыскания местного сырья. Задача эта в настоящее время успешно разрешается, и уже разработан в лабораторных условиях экономически целесообразный метод извлечения алюминия из высокоглиноземистых изверженных пород. Таковыми на территории Армянской ССР являются

нефелиновые и щелочные снениты Ахтинского и Мегринского районов.

Ахтинское месторождение довольно детально изучено Г. П. Багдасаряном (12). Изучение же Мегринского месторождения Институтом геологических наук Академии наук Армянской ССР было поручено автору. До сих пор об этом месторождении имеется только одна статья Ю. А. Арапова и В. С. Зорабяна (7) и рукописный отчет Арапова и Асратяна (66).

Настоящая работа является обобщением результатов исследований щелочных пород Мегринского района. Исследования производились автором в 1947—1949 гг.

В задачу настоящей работы входило выявление закономерностей образования щелочных и фельдшпатоидных пород и их перспективности как сырья для алюминиевой промышленности.

Согласно поставленной задаче, автором была произведена геологическая съемка в масштабе 1 : 25 000 на площади около 130 кв. км, собран необходимый материал, подвергшийся детальной петрографической обработке.

Основными практическими результатами произведенных работ являются расширение перспективности и подкрепление выводов прежних исследователей о практически исчерпаемых запасах щелочных сненитов, открытие месторождения полевого шпата, заменяющего дальнепривозное сырье для Ереванского фаянсового завода, открытие месторождения вермикулита, ряда проявлений медных руд и др.

В ходе исследования обнаружены новые для территории Армении оригинальные жильные породы: содалито-полевошпатовые, меланито-нефелиновые, биотито-нефелиновые и др. Кроме всего этого, на основании ряда новых данных, полученных в ходе исследования, становится возможным несколько по-новому толковать некоторые вопросы геологии, петрографии и минералогии района распространения щелочных пород.

При изложении настоящей работы автор пользовался советами и консультациями профессора-доктора В. П. Петрова, за что выражает ему глубокую благодарность. В про-

цессе работы над темой автору оказали ценную помощь академик Д. С. Белянкин и кандидаты наук Т. Ш. Татевосян, С. С. Мкртчян, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян и А. Е. Кочарян, за что также автор выражает им свою признательность.

Автор благодарит также кандидата геолого-минералогических наук С. А. Мовсисяна, который прочел всю рукопись, сделал критические замечания. Полезная критика и советы С. А. Мовсисяна чрезвычайно помогли работе автора.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

1. ОРОГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Изученный нами участок представляет собой крайнюю юго-восточную часть Зангезура, расположенного между Азербайджанской ССР и Нахичеванской АССР, непосредственно примыкающего к государственной границе Советского Союза с Ираном.

По характеру рельефа Зангезур представляет собой молодую, сильно расчлененную высокогорную область. Главными орографическими единицами ее являются Зангезурский (Конгур-Алангезский) хребет и отходящие от него к востоку более мелкие хребты — Баргушатский, Пирамсарский и Мегринский (Аревикский — фиг. 1).

Зангезурский хребет, расположенный на западе, является наиболее высоким в Закавказье; его водораздельная линия, вытянутая почти в меридиональном направлении, имеет отметки свыше 3000 м. Наибольшие высоты: Капуджих (3965 м), Егасар (3828,6 м), Казанлич (3650 м), Ахмечит (3737 м), Наапет (3389 м), Арамсар (3243,4 м), Альмеран (3262,6 м). Река Аракс каньонообразным ущельем, имеющем в нижней части отметку около 500 м, прорезает этот хребет между гор. Ордубад и Мегри. Но хребет здесь не оканчивается, а с такими же отметками и рельефом продолжается к югу за государственную границу СССР, где вскоре поворачивает к востоку, составляя в основном Карадагскую горную систему в Иранском Азербайджане.

Баргушатский хребет отходит от Зангезурского у

вершины г. Альмеран. Он простирается в широтном направлении, являясь административной границей между Сисианским и Кафанским районами. Гора Арамазд является высшей точкой Баргушатского хребта (3412,8 м).



Фиг. 1.

Южнее Баргушатского хребта и параллельно к нему простирается Пирамсарский хребет, являясь водоразделом между бассейнами рр. Вохчи и Гехи. Высота водораздельной линии Пирамсарского хребта превышает 2300 м и достигает до 3637 м на вершине г. Акмечит.

Аревикский хребет является самым южным ответвлением Зангезурского хребта на исследованной территории. Он ответвляется от Зангезурского хребта у истоков р. Сааккар; протягиваясь в широтном направлении, отделяет бассей-

ны двух крупных водных артерий — рр. Вохчи и Аракса — в пределах Мегринского района.

Аревикский хребет в своей средней и наивысшей точке (г. Богацсар) разветвляется на ряд близмеридиональных отрогов, составляющих водоразделы между мелкими реками: Мегри, Малев, Астазур и др. — левые притоки р. Аракс.

Гидрографическая сеть Зангезура довольно густа. Она представлена мелкими притоками трех наиболее многоводных рек — Воротан, Вохчи, Мегри — на восточном склоне Зангезурского хребта и Гилян — на западном. Все они являются левыми притоками пограничной р. Аракс. Реки Зангезура типично горные, берут свое начало на высотах около 3000 м и, впадая в Аракс на отметке 500 м, отличаются большим падением, быстрым, бурным, стремительным течением и изобилуют порогами и водопадами.

Формы рельефа Зангезура крайне разнообразны. Водораздельные части представлены то острыми зазубренными гребнями, то более или менее ровными участками, являющимися следами как древнего, так и более молодого оледенения.

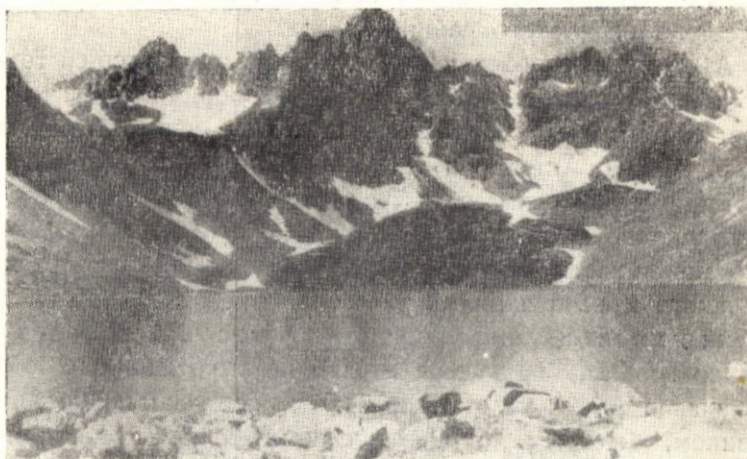
Верховья большинства рек имеют трогообразную форму долин, по которым ледники спускались далеко вниз. Для высокогорных частей характерно наличие карровых озер (Сагкарлич, Капуйтлич, Казанлич и др. — фиг. 2) и фирновых полей.

В среднем и нижнем течении берега рек крутые и скалистые, долины V-образные, явно эрозионные. Отмеченная особенность рельефа Зангезура нашла свое отражение в схеме геоморфологии Мегринского района, предложенной Б. А. Яковлевым (100). Он здесь выделяет три типа геоморфологических областей.

1. Область горно-ледникового и ледниково-денудационного рельефа, несущего на себе следы древнего или современного горного оледенения.

2. Область эрозионного рельефа. Эта область пользуется в районе наибольшим распространением. В нее входят:

а) зона молодого эрозионного рельефа, ограниченная северо-восточным склоном Зангезурского хребта, и



Фиг. 2. Оз. Капуйтлич (фото С. А. Мовсисяна).

б) зона зрелого эрозионного рельефа, омоложенная современной эрозионной деятельностью (северный и юго-западный склоны Мегринского хребта).

3. Область аккумулятивного рельефа (приустьевые части притоков Аракса).

Основными чертами этой области являются:

а) развитие мощных четвертичных и верхнетретичных осадочных образований, а также делювиальных и аллювиальных отложений,

б) значительная террасированность речных долин.

Участок наших детальных работ расположен на южных склонах Мегринского хребта. Здесь мы можем различить все три выделенные геоморфологические типы.

Верхние течения рек обычно имеют довольно мягкие склоны и иногда носят троговый характер.

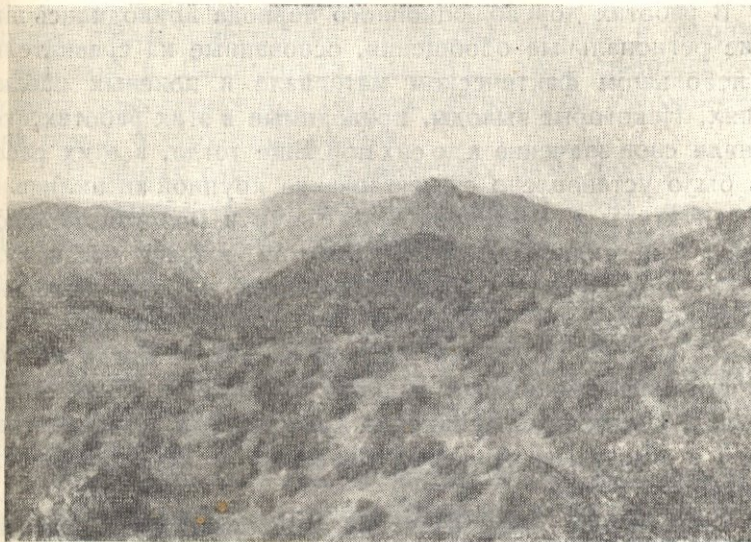
В средних течениях реки текут в узких каньонах, характеризующихся скалистыми склонами или же покрытых крутыми делювиальными осыпями.

Низовья рек представляются в основном в виде конусов выноса, сложенных аллювиальными и делювиальными отло-

жениями. Такие участки широко используются под сады и виноградники.

В климатическом отношении исследованный участок относится к сухому континентальному поясу Арало-Каспийского типа. Среднегодовое количество осадков колеблется для высокогорья от 500 до 600 мм, а для Приараксинского участка — от 200 до 400 мм. Дожди часто носят ливневой характер. Зимой — непостоянный снежный покров.

Малое количество осадков и высокие температуры ведут к тому, что почти все местные реки в середине лета пересыхают; однако остается, повидимому, подрусловый сток



Фиг. 3. Низкорослый лес и кустарники (верховья р. Астазур).

воды, так как к низовьям речек приурочены крупные родники, широко используемые для питья и орошения садов.

Верхние ровные участки водораздельных пространств и троговые части долин покрыты альпийскими лугами. Здесь расположены летние кочевки.

Населенные пункты приурочены к низовьям рек. В средних течениях рек встречаются небольшие рощи низкорослых деревьев, но чаще произрастает мелкий кустарник, используемый населением как топливо (фиг. 3).

II. КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ЗАНГЕЗУРА

Рудные богатства Зангезура еще с давних времен привлекали к себе внимание ряда исследователей, однако геологическое изучение этого богатейшего района не было систематическим и обычно приурочивалось к отдельным рудным точкам.

Сравнительно полный и систематизированный обзор геологической изученности Зангезура приводится в работах С. А. Мовсисяна (50) и А. Б. Каждана (73). Их данными и в основном мы пользовались при изложении настоящей главы.

В работах дореволюционного периода приводились широкие региональные обобщения, основанные на сравнительно небольшом фактическом материале и полевых наблюдениях. Некоторые выводы, приводимые в этих работах, сохранили свое значение и до сих пор. Еще тогда, в этих работах, было установлено существование крупной антиклинальной структуры в бассейнах рр. Вохчи и Воротан, меловой возраст известняков г. Хуступ, юрский возраст части вулканогенно-осадочных пород Зангезура и, что особенно интересно, впервые на Кавказе был доказан молодой (третичный) возраст пород Мегринской интрузии. Тогда же констатировались проявления медного оруденения (Г. В. Абих, Освальд, Цулукидзе, Архипов и Халатов, Эрн, Конюшевский и др.) и высказывались предположения о перспективности некоторых из них.

Следующий этап изучения геологического строения Зангезура теснейшим образом связан с установлением Советской власти в Армении и восстановлением горно-рудной промышленности. Первые исследования были начаты на Кафанских рудниках; расширяясь, в дальнейшем эти исследования постепенно охватывали всю территорию Зангезурского и Ордубадского рудного районов (Грушевой, 1925, 1926, 1929; Грушевой и Додин, 1935; Соколов, 1931; Хитаров, 1931; Чирков, 1934; Гинзберг, 1934; Котляр и Додин, 1934—1936; Паффенгольц, 1936; Саркисян, 1936).

Основные достижения этого этапа определяются уста-

новлением промышленного значения вновь открытых медно-молибденовых месторождений Зангезура.

Следующий, третий этап изучения Зангезура характеризуется широкими геолого-поисковыми работами, направленными на выявление новых рудных месторождений и расширение перспективности существующих (Гонтарь, 1939; Мкртчян и Арутюнян, 1940; Надирадзе, 1937; Ситковский, 1940; Тараян, 1940; Шиленко, 1937—1949; Мовсесян, 1940 и др.).

В результате этих работ, на основании новых фактических данных, уточняются некоторые вопросы геологического строения Зангезура.

В 1939 г. С. С. Мкртчяном (8) впервые устанавливается фаунистически охарактеризованный верхнедевонский возраст свиты известняков, глинистых сланцев и кварцитов в бассейне р. Шишкерт, в результате чего совершенно по-новому представляются стратиграфические взаимоотношения пород и структура района.

Из общих работ, объединяющих опыт последних лет, следует упомянуть, прежде всего, капитальный труд К. Н. Паффенгольца (1948), подводящий итоги его многолетних исследований по Малому Кавказу, сводку В. Н. Котляра (1945) по петрографии и металлогении Закавказья, исследования Ш. А. Азизбекова (6) по петрографии Ордубадо-Мегринского плутона, работы С. С. Мкртчяна по геологии южной Армении (1947) и И. Г. Магакьяна по металлогении Малого Кавказа (1947).

Особый интерес для нас представляют результаты работ Зангезурской экспедиции ВИМСа*, в частности отчеты А. Б. Каждана и М. А. Литвин, на которые мы неоднократно ссылаемся в дальнейшем.

Несмотря на большое количество работ, посвященных геологии Зангезура, имеющих большое теоретическое и практическое значение, все же в этих работах многие вопросы геологического строения области остаются еще полностью не освещенными и разными авторами трактуются по-разному. Причины этого надо искать, во-первых, в слож-

* Результаты этих работ пока не опубликованы.

ности геологического строения Зангезура и, во-вторых, в редком применении комплексных исследований этого богатейшего рудного района.

III. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАНГЕЗУРА

1. Стратиграфия

Область Зангезура, согласно исследованиям последних лет, сложена преимущественно вулканогенными породами, представленными, главным образом, порфиритами, туфами и туфобрекчиями, которым подчинены лишь отдельные пачки осадочных пород — известняков, кварцитов, глинистых сланцев и др.

Геологический разрез Зангезура в настоящее время, по данным С. С. Мкртчяна (8), представляется в следующем виде (снизу вверх):

а) Палеозой представлен мощной вулканогенно-осадочной толщей, пока не поддающейся полному стратиграфическому расчленению. Толща сложена, в основном, эффузивными покровами; незначительные слои осадочных пород содержат плохо сохранившуюся фауну, что затрудняло до последнего времени установление возраста толщи.

В 1939 г. С. С. Мкртчяном в известково-кварцито-сланцевой толще правого берега р. Шишкерт была обнаружена фауна брахиопод, среди которой Б. П. Марковским были определены *Spirifer ex gr. verneuxi* Murch.; *Rhynchonella* sp. и др., в связи с чем возраст толщи определен как верхнедевонский. На основании этих данных С. С. Мкртчян палеозойские отложения расчленяет на:

нижний палеозой, представленный порфиритами, туфами, туффитами и известняками, при общей мощности около 1300 м, и

верхний девон, состоящий из известняков, кварцитов, глинистых сланцев и др.

б) Мезозойские отложения также в основном представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами и имеют сравнительно широкое развитие в районах Ка-

фанских рудников и восточнее их. А. Т. Асланян (62) мезозойские отложения южной Армении расчленяет следующим образом:

Верхний байос — кварцевые порфириты, мощность 300 м.

Оксфорд-киммеридж — порфириты, туфобрекчии и рифовые известняки, мощность около 1000 м.

Титон — трансгрессивные толщи известняков, мощность 200 м.

Валанжин-готерив — трансгрессивная толща порфиритов и туфобрекчий, мощность 400 м.

Верхний баррем — известняки, мощность 200 м.

Нижний апт — трансгрессивно налегает на верхний баррем, представлен туфогеновыми песчаниками и мергелями, мощность 130 м.

Верхний апт — трансгрессивно налегает на нижний, представлен туфогенами, известняками и песчаниками, мощность 200 м.

Турон — непосредственно на отложения верхнего апта трансгрессивно налегает свита песчаников верхнего турона. Таким образом, отложения сенона и нижнего турона, равно как и альба, по всей вероятности, были уничтожены перед верхнетуронской трансгрессией.

Сенон — на песчаники верхнего турона согласно налегает песчано-мергельная свита, состоящая из перемежающихся слоев светлосерых мергелей, мергелистых известняков, мелко- и грубозернистых песчаников и туфопесчаников. Мощность свиты 200—250 м.

По данным С. С. Мкртчяна (51), более высокие горизонты верхнего мела были установлены В. П. Ренгартеном и В. И. Славным восточнее описываемой площади — в районе гор. Кубатлы.

в) Кайнозой:

Средний и верхний эоцен — представлен вулканогенными породами. Распространены они, главным образом, в примыкающих к Зангезуру областях Нахичеванской АССР и Даралагеза Армянской ССР.

Миоцен — песчано-углистые отложения, залегающие непосредственно на размытой поверхности нитрузии. Мощность их не превышает 25—30 м.

Четвертичные отложения — выражены аллювиальными, элювиальными и делювиальными образованиями, речными и овражными наносами и ледниковыми накоплениями. Сравнительно незначительным развитием в этой области Армении пользуются четвертичные лавы.

2. Интрузивные породы

Интрузивные породы широко развиты в юго-западной части Зангезура и слагают огромный плутон, известный в литературе под названием Мегринского или Мегринско-Ордубадского. Сложен он породами различного петрографического состава от пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро и габбро-диоритов через многочисленные переходные типы монцонитового ряда к порфировидным гранитам и щелочным сиенитам.

Возраст интрузий Зангезура пока точно не установлен.

Установление точного возраста той или иной интрузии всегда представляет собой крайне трудную задачу, и далеко не во всех случаях это удастся определить с достаточной степенью уверенности.

Закавказье в этом отношении является в известной степени исключением. Наличие разнообразных, фаунистически охарактеризованных осадков позволяет почти в каждом конкретном случае объективно определить возраст магматических пород. Это отчасти можно сделать и для южной Армении, однако здесь это гораздо менее точно, так как в ряде случаев остается неясным возраст отдельных членов стратиграфической колонки района, и отдельные разновозрастные члены этой колонки представлены очень однообразными вулканогенными породами и часто могут быть спутаны, в особенности в тех случаях, когда они в той или иной степени метаморфизованы.

К. Н. Паффенгольц (54) указывает, что в районе сс. Кетам и Килит, Ордубадского района Нахичеванской АССР, Мегринская интрузия прорывает туронские известняки и налегающие на них породы среднего эоцена.

В Сисианском районе и в Даралагезе сходные по со-

13628 532
ставу с мегринскими интрузивные породы прорывают вулканогенную толщу эоцена по И. Н. Ситковскому, олигоцен по Паффенгольцу. С другой стороны, В. Н. Котляром (76) в бассейне р. Арпа, в основании вулканогенной свиты андезитов, дацитов и липаритов с обсидианами обнаружены конгломераты с включениями гальки диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов и диорит-порфиров. Возраст указанной вулканогенной толщи В. Н. Котляром определяется как олигоценовый. Однако, по последним данными А. А. Габриеляна (26), В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (47), эта толща относится к плиоцену.

Таким образом, возрастные пределы интрузии южной Армении отдельными исследователями трактуются по-разному. Одни исследователи (В. Г. Грушевой, 29; К. Н. Паффенгольц, 54; С. С. Мкртчян, 51; С. А. Мовсесян, 50; И. Г. Магакян, 79 и др.) возраст интрузий определяют как послеолигоценовый (миоценовый) и их внедрение связывают с савской (или аттической) тектонической фазой. Другие исследователи (И. Н. Ситковский, 89, 90; А. Б. Каждан, 68; А. А. Габриелян, 26) палеогеновую вулканогенную толщу верховьев рр. Арпа и Воротан относят к верхнему эоцену, а возраст интрузии определяют как доолигоценый-верхнеэоценовый.

В районе сс. Мюлк, Тей, Нор Аревик и Личк наблюдается трансгрессивное налегание на размытую поверхность интрузивных пород песчано-углистых отложений, сохранившихся в виде небольших маломощных островков в верховьях р. Мегри. Эти отложения впервые были описаны в 1869 г. Цудукидзе, Архиповым и Халатовым, а содержащаяся в них пресноводная фауна впоследствии была определена как миоценовая. Однако А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян (27), определявшие недавно фауну и флору из этих отложений, считают более правильным приписать им плиоценовый возраст, несмотря на то, что в приводимом ими списке значится некоторое количество вечнозеленых форм, которые, как замечает А. Т. Асланян (65), в других частях Кавказа и Ирана исчезли в верхах миоцена.

Подобные же наблюдения относились к интрузиям



Вайка и Сисиана, где на них трансгрессивно налегает Сисианская диатомитовая толща, содержащая в основании гальки интрузивных пород. По И. Г. Магакяну, возраст Сисианской толщи плиоценовый, но А. Л. Тахтаджян, А. А. Габриелян и В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев считают более правильным относить ее к бакинскому ярусу.

Из всего изложенного выше следует, что внедрение интрузий южной Армении происходило в течение времени от верхнего эоцена до верхнего миоцена.

Однако было бы ошибкой приписывать вообще всем интрузиям южной Армении этот возраст. Магматизм в Закавказье — явление весьма сложное, и образование интрузивов, подобно поверхностному вулканизму, имело место в целом ряде моментов его геологической истории. Так, для считавшейся до последнего времени третичной небольшой интрузии, обнажающейся в бассейне р. Веди, у с. Ташлу, в той же южной Армении, Л. М. Радопуло и А. А. Габриелян (60) установили дотретичный, вернее всего верхнемеловый возраст. А. Т. Асланяном (63) обнаружены окатанные гальки интрузивных пород в одной из трансгрессивных свит палеозоя (у с. Бех, Кафанского района). Нами (2), на основании изучения оптических свойств каликатровых полевых шпатов в гибридных породах, было высказано предположение о наличии в Мегринском районе интрузии дотретичного возраста. Впоследствии это подтвердилось, и в 1948 г. был доказан древний возраст гранитов, развитых в низовьях р. Малев.

Верхнемеловый возраст по трансгрессивному налеганию верхнего мела на интрузивные породы был доказан А. Н. Соловкиным для Мехманинской интрузии в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа.

Почти все исследователи Мегринско-Ордубадского плутона для его разных частей выделяют ряд разновозрастных фаз, в пределах одного магматического цикла. Лишь Каждан (73) и Литвин (78) рассматривают эти фазы как отдельные разновозрастные магматические циклы в пределах третичного времени. Ниже, в таблице 1, заимствованной у Каждана, приведена сводка такого деления на разные фазы



по данным отдельных авторов для разных частей плутона. Существование отдельных интрузивных фаз габбро-пироксенитов, банатитов и щелочных пегматоидных сиенитов оспаривается исследователями Мегринского района.

Габброидные породы, выделенные М. А. Литвин, как отдельная фаза, распространены в бассейне р. Вагравар, на склонах г. Союх и занимают площадь около 5 кв. км. В. Г. Грушевой появление габброидных пород среди монцонитовой группы считает шлировым выделением (29). Точно такие же образования распространены и в районе г. Каладаш, где они постепенно переходят в монцонитовые породы. Здесь сиенито-диориты (монцонитовая группа), как отмечает и Ю. А. Арапов (8), не только прорываются габбро-пироксенитами, но и сами прорывают габбро-пироксениты.

Небольшие выходы пород (площадью менее 1 кв. км) габбро-диоритового, габбрового и габбро-пироксенитового состава мы встречаем почти среди всех интрузивных пород района. Отдельные выходы их встречены нами в районе с. Тагамир, в бассейне р. Ванк., в районе с. Калер, где они выходят на контакте монцонитовой интрузии с вулканогенно-осадочной толщей г. Чикнавар, в районе развалин с. Абгяз, где обнаружены на контакте сиенито-диоритов с известняками вышеупомянутой толщи, в бассейнах рр. Гяров, Астазур и др.

Наличие банатитовой фазы, установленной С. А. Мовсисяном (59) в центральной части Конгур-Алангезского плутона, отрицалось работами В. К. Каждана (74) и М. А. Литвин (78).

Пегматоидные щелочные сиениты, развитые в юго-восточной части Мегринского района и выделенные Литвин и Кажданом как отдельная и самая молодая интрузивная фаза, также принадлежат к породам монцонитового ряда и связаны с ними постепенными переходами через многочисленные разновидности. Подробное их описание дается в следующей главе работы.

На основании более детального анализа литературных данных по вопросу о возрасте интрузий южной Армении и

Таблица 1

В. Г. Грушевой 1932 г.	П. С. Саакян, С. С. Мкртчян 1940 г.	Ситковский 1940 г.	С. А. Мовсисян 1940 г.	Ш. А. Азизбеков 1946 г.	Б. А. Каждан и М. А. Литвин 1946 г.
	1. Монцитоны (возможно палеозой)				
				1. Кварц-диорито- вые породы	1. Габброидные породы
1. Монцитоны и их дифференциаты		1. Меланокр- диориты	1. Монцитоны и их дифференциаты	2. Монцитонитовые породы	2. Монцитоны и их дифференциаты
2. Сиеенит-граниты	2. Диориты и гранодиориты	2. Лейкокр- диориты	2. Банатиты		
3. Порфировид- ные граниты	3. Порфировид- ные граниты	3. Гранит-пор- фиры	3. Порфировид- ные граниты	3. Грано-сиеени- товые породы	3. Порфировидные граниты 4. Сиеениты

своих исследований в Мегринском районе нами были сделаны следующие предположения:

1. Внедрение Мегринского батолита происходило, возможно, в верхнеэоценовое время и связано с пиренейской фазой складчатости, являющейся основной для формирования современной тектонической структуры данного региона.

2. Отдельные участки плутона, возможно, представлены более древними — дотретичными породами (граниты низовья р. Малев).

3. Разнообразие пород юго-восточной части Мегринского района не связано с выделением разновременных порций магмы различного состава. Схемы интрузивных фаз, предложенные прежними исследователями для юго-восточной части плутона, не соответствуют действительному геологическому взаимоотношению различных пород указанных фаз.

О наличии отдельных интрузивных фаз для западной части плутона утверждают многие исследователи.

3. Тектоника

Согласно тектонической схеме К. Н. Паффенгольца, Зангезур представляет собой юго-восточное продолжение складчатой геоантиклинальной зоны центральной Армении. На северо-востоке она граничит с Сомхетско-Ганджинской пологоскладчатой зоной, под которую она пододвинута, а на юго-западе ее границей является Нахичеванская зона, представляющая собой сложную геосинклиналь.

Несколько иначе представляет тектонику этой части Закавказья А. Т. Асланян (67). По его схеме, Зангезур тектонически районирован следующим образом: основным структурным элементом Зангезура является Каджаранский антиклинорий в целом, имеющий близкое к меридиональному простирание. Это — крупное единое образование, местами дает более мелкие боковые ответвления — антиклинали второго порядка. Одно из таких ответвлений к востоку наблюдается в районе с. Каджаран, где этот антиклинорий раздвигается, имея между своими крыльями пологую син-

клинальную полосу — среднюю часть Мегринского хребта; западное крыло антиклинория прослеживается в Зангезурском хребте, а восточное составляет северную часть Мегринского хребта — Хуступ-Чимянскую систему. Каджаранский антиклинорий, повидимому, представляет собой важнейшую структурную единицу Малого Кавказа, и А. Т. Аслания прослеживает его к северу и северо-востоку, считая, что он сливается с Севанской антиклинальной областью; переходит в Памбакский антиклинальный хребет. К югу, в Иране, его продолжение можно видеть в изгибающейся на восток и выраженной орографически Карадагской горной системой, антиклиналью, прослеживающейся до среднего течения р. Карасу и, вероятнее всего, участвующей в строении центральной части Эльбрусской складчатой зоны.

К северо-востоку и юго-западу указанная антиклинальная дуга переходит в крупные синклинальные зоны; в частности, в пределах рассматриваемого района антиклинорий к северо-востоку переходит в Горисский синклинорий, а к юго-западу — в Ордубадский синклинорий.

Подобно антиклинальной дуге, эти синклинории имеют региональный характер и прослеживаются в другие части Закавказья.

Первый — Горисский синклинорий — входит в состав верхнекайнозойской Севано-Курдистанской интрагеосинклинальной зоны, которая, по мнению А. Т. Аслания, продолжается в Талыш и, далее, в северные предгорья Эльбруса.

Второй — Ордубадский синклинорий — входит в состав Даралагезско-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны, которую к востоку указанный автор прослеживает в южную часть системы Эльбруса.

Складчатые структуры сопровождались многочисленными, осложняющими их, но в общем не нарушающими нормальные положения складок, разрывными дислокациями. В пределах Зангезура наибольшее значение имеют: крупный Шишкерт-Гиратагский разлом в виде взброса с амплитудой более чем 1 км; он прослеживается по оси синклинального прогиба Мегринского хребта; затем, Дабаклинский (Таштунский) разлом надвигового характера — просле-

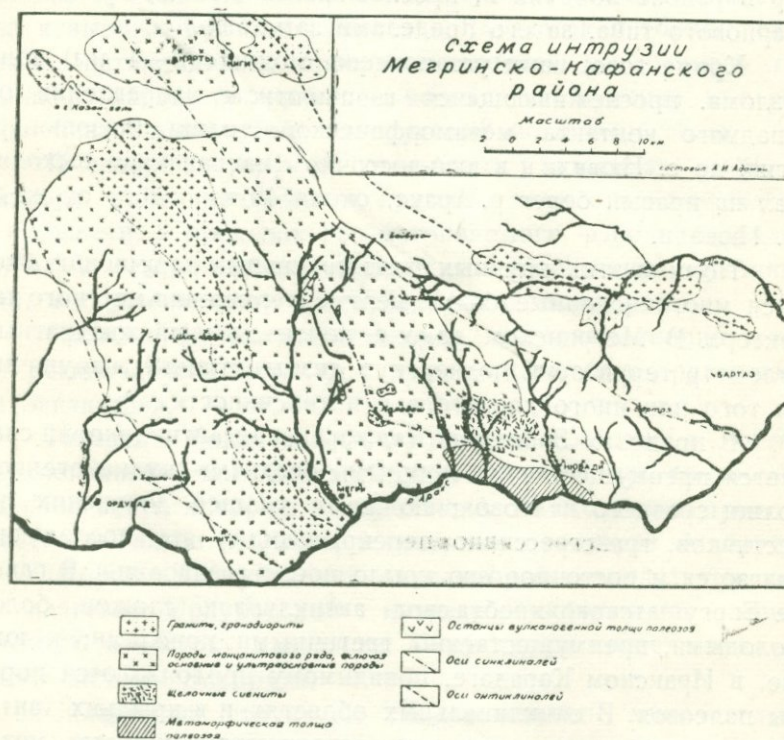
живается от Каджаранского месторождения почти строго на юг, до самого Аракса. В районе с. Таштун (у г. Джибанд) этот разлом раздваивается. Одна ветвь проходит строго на юг через сс. Личк, Мюлк, Вагравар, Агарак и, далее, переходит на правый берег р. Аракс. Другая же ветвь проходит с СЗ на ЮВ через с. Ванк, юго-западнее развалин с. Абгяз; далее, она сворачивает на восток и через коч. Тос проходит до Баба-Гаджи, где она разветвляется на широтные и юго-восточные ветви. Последние пересекают р. Шавзир в районе кочевки и, проследиваясь до месторождения скарнового типа, за его пределами затухают.

Кроме того, нами установлена мощная (3—4 км) зона разлома, прослеживающаяся в широтном направлении от западного контакта метаморфической толщи (низовья р. Игиз) до с. Ньюади и в юго-восточном направлении выходящая на правый берег р. Аракс, около 10 км к югу от ж.-д. ст. Ньюади.

Помимо этих крупных дизъюнктивных нарушений, имеются многочисленные более мелкие нарушения местного характера. В Мегринском районе почти каждый квадратный километр территории подвергнут дизъюнктивным нарушениям того или иного характера и интенсивности.

В пределах Зангезура Каджаранский антиклинорий складывается преимущественно мощными осадками вулканогенной толщи среднего палеозоя; ею же и толщей девонских известняков, трансгрессивно перекрывающих эту последнюю, складывается и восточное его крыло после раздвоения. В районе Баргушатского хребта свод антиклинали сложен более молодыми, преимущественно третичными породами; к югу же, в Иранском Карадаге, повидимому продолжают породы палеозоя. В синклинальных областях и в крыльях антиклинория, обращенных к ним, встречаются молодые мезокайнозойские осадки, трансгрессивно перекрывающие, особенно отчетливо в районе Ордубада, разные горизонты палеозоя и связанного с ним триаса. Характерно, что мощность молодых осадков в антиклинальных участках намного уменьшается по сравнению с мощностями их в синклинальных, а иногда, присутствуя на крыльях, они совершенно выклиниваются.

Участие в перечисленных выше структурах и интенсивная дислоцированность молодых среднеэоценовых пород и несколько меньшая миоценовых заставляет предполагать, что указанные структуры формировались в результате ряда орогенических фаз, проявлявшихся перед верхним палеозоем, нижней юрой, титоном, туроном, средним эоценом и верхним миоценом и позже. Наиболее сильными, повидному, были орофазы в промежутке времени от верхнего эоцена до верхнего миоцена. Даже осадки плиоцена участвуют в складчатости.



Фиг. 4.

Крайне характерно тектоническое положение интрузивных пород. Как видно из схемы (фиг. 4), они приурочены к антиклинальным участкам. Наиболее крупная Мегринско-Ордубадская интрузия обнажается по оси главного

Каджаранского антиклинория, как раз в месте его перегиба. К сожалению, мы совершенно не знаем южного его продолжения в пределах Иранского Карадага. К восточному антиклинальному ответвлению приурочена довольно крупная интрузия бассейна р. Цав. К антиклиналям приурочены также более мелкие интрузии — Гехинская, Ахсахкарская и др.

Исследованный нами участок приурочен к тому отрезку указанной дуги, где происходит резкий поворот ее оси. Здесь, по обоим берегам р. Аракс, обнажается толща метаморфических сланцев. Ось антиклинория от Баргушатского хребта к долине р. Аракс круто погружается, и характерная свита верхнедевонских известняков, подчиненная вулканогенной толще указанного выше среднего палеозоя и обнажающаяся на Баргушате на абсолютной отметке более 3000 м, в ущелье р. Аракс выходит на отметке 300 м. Это, очевидно, указывает на более глубокое положение кристаллического субстрата в этом районе и на более высокое положение в первом.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Исследованный нами участок в административном отношении входит в Мегринский район Армянской ССР и занимает бассейны рр. Малев, Шванидзори отчасти Ньюади.

Геологически детально изученная территория захватывает крайнюю восточную часть Мегринского плутона и только отчасти вмещающие его осадочные породы. Последние, впрочем, мало разнообразны. На юге района, в устье рр. Астазур и Малев, выходят древнейшие породы района — метаморфическая толща палеозоя вместе с приуроченными к ней древними гранитами, на севере — породы вулканогенного палеозоя, и, наконец, как на территории, занятой магматическими породами, так и на древних осадках встречаются четвертичные отложения.

Породы исследованного нами участка плутона оказались петрографически весьма разнообразными. Наиболее распространенными являются породы монцонитового ряда: монцониты, сиенито-диориты, диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты, пироксениты, оливиновые пироксениты и др. Сравнительно меньшим распространением пользуются щелочные сиениты.

Ниже приводятся описания метаморфических и вулканогенно-осадочных пород, окаймляющих массив контактово-измененных под действием магматического тела пород и самих интрузивных пород плутона.

А. ВМЕЩАЮЩИЕ ИНТРУЗИВ ПОРОДЫ

1. Метаморфическая толща палеозоя

Породы, слагающие метаморфическую толщу палеозоя, обнажаются на левом берегу р. Аракс, где образуют полосу шириной до 4 км и прослеживаются от с. Ньюади до с. Алидара. По данным Иванова (36), метаморфические сланцы этой толщи развиты и на правом берегу р. Аракс, в районе с. Кулан-Дулан. Нашими работами 1948 г. была уточнена западная граница метаморфической толщи; установлено ее распространение также к западу от с. Алидара, в нижнем течении р. Игиз. Здесь толща выклинивается и сохранилась только в виде довольно узкой (до 30 м) полосы. В процессе картирования сильно изменены и уточнены также юго-западная и южная границы толщи. Установлено, что линия контакта последней с интрузией проходит строго на юго-восток от ее западных границ, пересекая железную дорогу в 0,5 км к западу от ст. Астазур, и переходит на правый берег р. Аракс — в Иран.

Простираение толщи почти широтное, с общим падением на северо-восток под углом в среднем 40—45°.

Возраст этой толщи С. С. Мкртчян, на основании сравнения интенсивности метаморфизма с определенными породами Малого Кавказа, определяет как кембрий-докембрий. Мы ограничиваемся отнесением этой толщи просто к палеозою, исходя из следующих соображений: во-первых, как было указано вначале, ось антиклинория от Баргушатского хребта к долине р. Аракс круто погружается, что, очевидно, указывает на более глубокие положения кристаллического субстрата в этом районе и малую вероятность присутствия древнепалеозойских и допалеозойских пород в ущелье р. Аракс, во-вторых, взаимная литологическая параллелизация отдельных пород этой толщи с вулканогенно-осадочными породами, слагающих северную часть района, показывает идентичность в них петрографического состава, различающихся лишь по степени метаморфизма и, наконец, в-третьих, вулканогенно-осадочная толща среднего палео-

зоя и метаморфическая толща составляют крылья единой антиклинали.

Высокая степень обнаженности, естественные срезы долинами рек, искусственные срезы вдоль железной дороги дают возможность шаг за шагом, как по падению, так и по простиранию, проследить фациальные переходы пород, слагающих толщу.

На севере эта толща контактирует с интрузией монцитового ряда, в этой части состоящей из меланократовых щелочных сиенитов. Контакт очень резкий и осложнен последующим тектоническим нарушением. Контакт прямолинеен; лишь на отдельных участках прямолинейность нарушается внедрением лейкократовых аплитовых и нефелин-сиенитовых жил. Магматическая приуроченность первых для нас не ясна; весьма вероятно связь их с упомянутым выше древним гранитом устья р. Малев. Что касается вторых, то генетическая связь их с жильными нефелин-сиенитовыми породами Мегринского массива несомненна; в ряде случаев удалось непосредственно наблюдать продолжение этих жил в пределах массива. Таким образом, секущий характер контакта, несмотря на осложняющий его сброс, несомненен.

Толща сложена из отчетливо рассланцованных пород различного петрографического состава, среди которых преобладают амфиболитовые, хлоритовые и кварцитовые сланцы с прослоями кварц-полевошпатовых роговиков, метаморфизованных туфобрекчий и конгломератов, а также мраморизованных известняков (незначительно). Изредка встречаются эпидотизированные сланцы. Толща прорывается многочисленными дайками порфиритов, которые отчетливо несут следы метаморфизма. Дайки занимают межпластовое пространство, почему, очевидно, В. Г. Грушевой и считал их метаморфизованными диоритами.

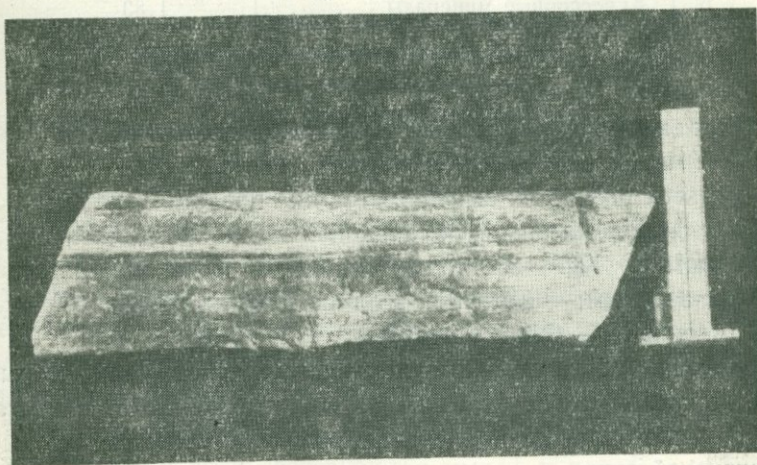
Примерное количественное соотношение пород, слагающих толщу, сведено в таблицу 2.

Амфиболитовые сланцы по внешнему виду представляют мелкозернистые, среднезернистые рассланцованные породы серого, серо-зеленого и темнозеленого цветов (фиг. 5), следующего минералогического состава: роговая обманка, плагиоклаз,

Таблица 2

№№ пп.	Название породы	Количество в проц.
1	Амфиболитовые сланцы . . .	70—80
2	Хлоритовые и эпидотовые сланцы	5—10
3	Кварцитовые сланцы . . .	2—3
4	Туфобрекчии	2—3
5	Известняки	3—5
6	Роговики	Образуются за счет вмещающих пород вдоль кон- такта интрузии
7	Порфириды	5—10

кварц, биотит и рудный минерал. Цветная часть доминирует над бесцветной, и они послойно чередуются. Все компоненты равномерно зернистые, кроме роговой обманки второй генерации, которая образует порфирообласты; последние имеют поперечную в отношении слоистости ориентировку.



Фиг. 5. Амфиболитовый сланец.

Роговая обманка второй генерации — зеленого цвета, с резким плеохроизмом, отличающимся от такового обыкновенных роговых обманок, но не доходящим до плеохроизма типич-

ных щелочных амфиболов. Возможно, здесь мы имеем первую стадию эволюции амфиболов от обыкновенных к щелочным, вызванную притоком натрия из щелочных пород.

Структура амфиболитовых сланцев чаще всего кристаллобластическая; в тех разностях, где роговая обманка обладает наибольшим идиоморфизмом, она переходит в гранобластическую. От присутствия крупнозернистой роговой обманки структура становится порфиробластичной. Произведенный количественный минералогический подсчет наиболее распространенной разности амфиболита дает следующие данные (таблица 3):

Таблица 3

№№ пп.	Наименование минерала	Процентное содержание
1	Роговая обманка	49,36
2	Плагиоклаз	23,63
3	Кварц	21,01
4	Биотит	4,17
5	Акцессорные минералы . . .	1,83
		100

Как видно из приведенной таблицы, основным породообразующим минералом является роговая обманка.

Во всех разностях амфиболитов она представлена обыкновенной роговой обманкой, обладающей зеленой окраской, с плеохроизмом по Ng — светложелто-зеленым и по NnnPr густотравяно-зеленым; — $2V = 81^\circ$, угол погасания C : Ng = 16° , дву-преломление Ng — Np = 0,019.

Роговая обманка преимущественно свежая; в некоторых случаях наблюдается развитие за счет нее зеленого биотита. Это явление получает наибольшее развитие в приконтактовых с интрузией зонах.

Амфиболитовые сланцы по своему химическому составу (таблица 4) вполне соответствуют нормальному габбро.

По сравнению с габбро, амфиболиты Мегринского района характеризуются повышенным содержанием глинозема, окиси

Таблица 4

Окисл. в проц.	Вес проц.	Мол. кол.	Числовая характеристика по Зава-рицкому
SiO ₂	48,40	8,06	a = 11.1
TiO ₂	0,09	0,01	c = 3.1
Al ₂ O ₃	19,20	1,80	b = 22.5
Fe ₂ O ₃	5,49	0,34	s = 63.3
FeO	6,50	0,90	
MnO	0,14	0,02	
MgO	1,50	0,37	
GaO	13,49	2,41	
Na ₂ O	3,82	0,61	
K ₂ O	0,92	0,10	
Влага	нет		
П.п.п.	0,36		
Сумма	99,91		

железа, кальция и пониженным против анализов типичных пород содержанием окиси магния и титана.

Конечно, на основании одного химического анализа нельзя полностью охарактеризовать амфиболитовые сланцы района, но, учитывая в данном случае однородность их минералогического состава, мы сочли возможным удовлетвориться лишь одним анализом.

Амфиболитовые сланцы Мегринского района можно отнести к параамфиболитам (по классификации Левинсон-Лессинга), т. е. они представляют собой породы, образовавшиеся путем перекристаллизации в твердом состоянии изверженных пород. В пользу такого предположения говорит кристаллобластическое строение, роговиково-порфировая структура и случаи пойкилитовых структур.

Кварц-полевошпатовые роговики имеют сравнительно малое распространение, встречаются только у контакта с интрузией сиенитов, структура их типично роговиковая; сложены они роговой обманкой, бесформенными зернами полевых шпатов и мелким волнистоугасающим кварцем. Количество последнего непостоянно. Среди роговиков встречаются титанит, апатит, магнетит и редко циркон.

Хлоритовые и эпидотовые сланцы встречаются преимущественно вдоль южного контакта толщи, т. е. в ее лежащем боку; по сравнению с амфиболитами и роговиками, пользуются незначительным распространением.

Хлоритовые сланцы, по Литвин (78), тонко рассланцованы и состоят преимущественно из тончайших чешуек зеленого хлорита, среди которых встречаются серицит, зерна карбоната, эпидота и скопления точечных, прихотливо рассеянных выделений рудного минерала.

Эпидотовые сланцы по минералогическому составу отличаются от хлоритовых лишь количественным соотношением хлорита и эпидота. Если в хлоритовом сланце соотношение хлорита и эпидота 30 : 1, то в эпидотовом 1 : 30.

Порфириты, как правило, сильно метаморфизованы; широко развиты в описываемой толще, представляют светлосерую, темносерую и зеленовато-черную мелкозернистую породу с отчетливым выделением светлых вкрапленников полевого шпата на темном мелкозернистом фоне породы. Порода состоит из плагиоклаза (андезин-лабрадорového ряда), зеленой роговой обманки, пироксена, бурого биотита и рудного минерала. Из акцессорных минералов в породе встречаются апатит, титанит, редко циркон, причем содержание последних в породе возрастает по мере приближения от центральной части толщи к ее периферии, т. е. к интрузии сиенито-диоритов.

Метаморфизм породы выражается в скоплениях бурого биотита, в переходе первичной бурой и зеленой роговой обманки соответственно в зеленую и светлую, в раздробленности и вытянутости в определенном направлении слагающих ее минералов и в значительной концентрации акцессорных минералов, не обычных для порфиритов.

По данным С. С. Мкртчяна (51), среди кварц-полевошпатовых роговиков восточнее с. Ньюади залегают пласты метаморфизованного конгломерата, представляющего желтовато-серую рассланцованную породу, в которую включены небольшой величины хорошо окатанные гальки различных пород.

Сильно окремненные **мраморизованные известняки** в описываемой толще имеют незначительное распространение. Пред-

ставлены они в виде небольших линз и пачек среди амфиболитов, порфиритов и роговиков.

В районе ст. Ньюади непосредственно у шоссеиной дороги обнажаются метаморфизованные **туфобрекчии и туфоконгломераты**, состоящие из различных пород, слагающих описываемую толщу.

Детальное изучение пород метаморфической толщи показывает, что они сформировались под воздействием двух основных факторов: регионального и контактового метаморфизма.

Такой вывод подтверждается различной степенью метаморфизма пород в разных частях толщи, установленной микроскопическими исследованиями и полевыми наблюдениями.

Петрографический анализ, приведенный выше, показывает, что первоначальным материалом для формирования метаморфической толщи служили вулканогенно-осадочные породы, которые подверглись региональному и одновременно контактовому метаморфизму. В последнем доминирующая роль принадлежит метасоматическим замещениям.

Породы метаморфической толщи собраны в крутые (с углом падения от 40 до 55°) изоклиналиные складки, опрокинутые на северо-восток с северо-западным простиранием, приближающимся к широтному.

2. Древние граниты

Описываемые граниты на прежних геологических картах были закрашены вместе с третичными породами монцонитовой интрузии. Они обнажаются в низовьях р. Малев; с юго-востока контактируют с породами метаморфической толщи, а с запада с породами монцонитового ряда. Общая площадь выхода гранитов занимает около 20 км² и имеет примерно изометрический контур.

По внешнему виду гранит описываемого массива в свежих образцах представляет гнейсовидную плотную лейкократовую породу средней крупности зерен, с заметным на глаз значительным количеством кварца. Преобладает светлосерая окраска в средней части массива, переходящая в темносерую к его периферии.

Микроскопически в минералогическом составе гранитов было констатировано присутствие преимущественно трех главных компонентов: плагиоклаза, кварца и анортклаза. Содержание цветных минералов незначительное.

Обычная разность этого гранита (обр. 451) выражается следующим составом:

1. Полевые шпаты (андезин-олигоклаз и калинатовые полевые шпаты везде пертитового строения).
2. Кварц.
3. Цветные минералы (обыкновенная роговая обманка, биотит).
4. Акцессорные (апатит, магнетит, редко циркон).

Количественно-минералогический состав гранита в шл. № 451 следующий (в процентах):

Плагиоклаз	46,54
Кварц	24,31
Анортклаз	21,40
Роговая обманка	1,50
Биотит	5,95

Как мы видим из этого подсчета, в составе гранита преобладает плагиоклаз; выделения его чаще всего представлены крупными зернами с ясной двойниковой штриховкой по альбитовому закону. Зональность плагиоклаза выражена слабо. Плагиоклаз чаще всего нацело или частично разложен и замещается вторичными продуктами выветривания, в том числе соссюритом, эпидотом, серицитом, реже кальцитом.

Почти во всех зернах наблюдается кислая краевая оболочка, занимающая иногда до 10—20% площади всего зерна.

Значительно меньше по количеству калинатовых полевых шпатов пертитового строения с ясным идиоморфизмом по отношению к кварцу. Обычно он слабо затронут выветриванием и мутно сер от продуктов разложения. Угол оптических осей колеблется от -60° до -68° , и только в немногих зернах он значительно ниже (-56° до -58°) или выше (-75° — -78°). Таким образом, по углу оптических осей эти калинатовые полевые шпаты приближаются к анортклазам. Кварц встречается как правило, в виде крупных водянисто-прозрачных и свежих зерен, почти всегда неправильных очертаний. Для него харак

терно ясное, а местами и резкое волнистое погасание. Обычны в кварце включения плагиоклаза и роговой обманки.

Роговая обманка представлена многочисленными иглами и зернами зеленого цвета с резким плеохроизмом.

Биотит обычного вида в табличках, резко плеохроничных. Плеохроизм от светложелтого до густочерного.

Из второстепенных минералов апатит чаще всего связан с цветными минералами. Он образует бесцветные, короткие и некрупные столбики. Магнетит представляется идиоморфными зернами.

Контакты этой интрузии с вмещающими породами резкие. Граниты вблизи контакта часто мелкозернистые, местами слегка порфиоровидные. Существенных изменений в их минералогическом составе не замечается. Лишь почти у самого места соприкосновения с боковыми породами у гранита наблюдается повышенное содержание биотита и роговой обманки, причем биотит здесь двух генераций — бурый и зеленый. Иногда, кроме того, плагиоклаз имеет более высокий номер (до 42).

Тонкие гранитовые жилки, пронизывающие метаморфическую толщу, также мало отличаются от нормального состава гранита.

Что касается экзоконтактных изменений, вызванных воздействием гранитов на вмещающие породы метаморфической толщи, то таковые широко развиты и разнообразны.

Монцонитовые породы в контакте с гранитами приобретают более лейкократовый характер и по составу приближаются к кварцевым монцонитам.

Переходя к вопросу о возрастном положении гранитов, мы не можем разрешить его совершенно безоговорочно. Однако ряд соображений склоняет нас в пользу представления о древнем возрасте этих пород. Во-первых, наличие в составе базальных конгломератов палеозоя гальки гранодиоритового состава (63), гальки кварца в базальных конгломератах, подстилающих верхний девон, во-вторых, нигде на площади распространения интрузивных пород в южной Армении, несмотря на детально проводившиеся работы, не встречены породы, похожие на граниты низовья р. Малев. Не встречены также пегматитовые образования, столь характерные для них.

Упомянутая интрузия могла явиться мощным фактором, обусловившим региональный метаморфизм древней вулканогенно-осадочной свиты до стадии кристаллических сланцев.

Так как возраст метаморфической толщи, прорываемой интрузией, принимается среднепалеозойским, и гальки интрузивных пород встречены в низах верхнего палеозоя, то соответственно и возраст интрузии гранитов низовья р. Малев можно отнести к среднему палеозою.

На такую же интрузию древних гнейсовидных гранитов указывает Г. Рибен (1934) — в Иранском Азербайджане, оротектоническом продолжении Зангезура.

Так как описываемые нами древние граниты являются единственным пока выходом во всей юго-восточной части Малого Кавказа, то они заслуживают большого внимания и дальнейшего детального исследования.

3. Вулканогенно-осадочная толща палеозоя

Эта толща оконтуривает исследованный район с севера и северо-запада, занимает значительную часть Мегри-Гюнейского хребта (верховья рр. Астазур, Малев, вершины гор. Чикнавор, Байбутан) и расширяющейся полосой протягивается на северо-запад к хребту Пирамсар и бассейну р. Гехи. Сложена она, в основном, порфиритами и их туфами, переслаивающимися с рассланцованными черными породами афанитового сложения и с рассланцованными же мраморизованными и окварцованными известняками (фиг. 6). Петрографически эти породы довольно подробно описаны В. Г. Грушевым (29), С. С. Мкртчяном (51) и М. А. Литвин (78); поэтому на этих породах мы не останавливаемся. Ксенолиты этих пород с определенной ориентировкой встречаются в различных частях интрузии и на различных гипсометрических отметках.

Возраст описываемой толщи не поддается точному определению в пределах исследованной площади и разными авторами трактовался по-разному. Так, В. Г. Грушевым эти породы, на основании петрографических аналогий, относились к мезозою (верхнему мелу), А. Л. Додин также приписывает им нижнепалеогеновый возраст, а С. С. Мкртчян (51) относит их к эоце-

ну, оговариваясь, что «отнесение данной толщи к эоцену является пока что несколько условным, основанным на общих соотношениях пород в соседних районах». А. Б. Каждан (73) эту толщу относит к палеозою.



Фиг. 6. Линза известняка в вулканогенной толще палеозоя (верховье р. Малев).

В районе коч. Гюмаранц, на тропинке, идущей в с. Мазра, нами было установлено наличие 3-метрового прослоя базальных конгломератов, прослеживающихся на расстоянии около 500 м. Этот прослой сложен подстилающими породами вулканогенно-осадочной толщи и с небольшим угловым несогласием покрывается верхнедевонскими известняками.

Таким образом, вулканогенно-осадочная толща исследованного нами участка, подстилающая конгломератовый слой, по крайней мере древнее верхнего девона, что подкрепляет взгляды Каждана (73). Она в пределах исследованного участка падает на северо-восток под углом $40-45^\circ$.

В структурном отношении вулканогенно-осадочная толща, выходящая к северу от интрузии, и метаморфическая толща, выходящая к югу от нее, имеют ряд общих черт. Простираение их близко к широтному, падение на СВ 10° , под углом $40-45^\circ$, согласное падению склона интродуцировавшего тела. Взаимная параллелизация отдельных представителей южной и северной толщ легко производится и по чисто литологическим признакам. На основании изложенного строение вышеупомянутых толщ в пределах заснятого участка можно рассматривать как узкую, сильно наклоненную к югу, антиклинальную складку с азимутом простираения $280-285^\circ$.

4. Четвертичные отложения

Развиты в районе в виде песчано-глинистого и валунно-галечного аллювия в долинах рек, делювия на склонах и каменных осыпей на наиболее высокогорных участках района.

Вследствие орографических особенностей района, представляющего сильно пересеченную горную местность, отложения эти не имеют широкого развития. На крутых, часто отвесных склонах глубоких ущелий и на узких водораздельных гребнях происходит незначительное накопление делювиального и элювиального материалов.

В долине р. Астазур местами сохранились отложения древних террас: одна терраса — на отметке 710 м, а другая — 680 м.

Упомянутые террасы сложены почти исключительно крупными окатанными глыбами щелочных интрузивных пород. Породы вулканогенно-осадочной толщи здесь отсутствуют. Этот факт говорит о том, что, во-первых, водораздельная линия перемещается к северо-востоку, и, во-вторых, щелочные породы некогда занимали более высокое гипсометрическое положение.

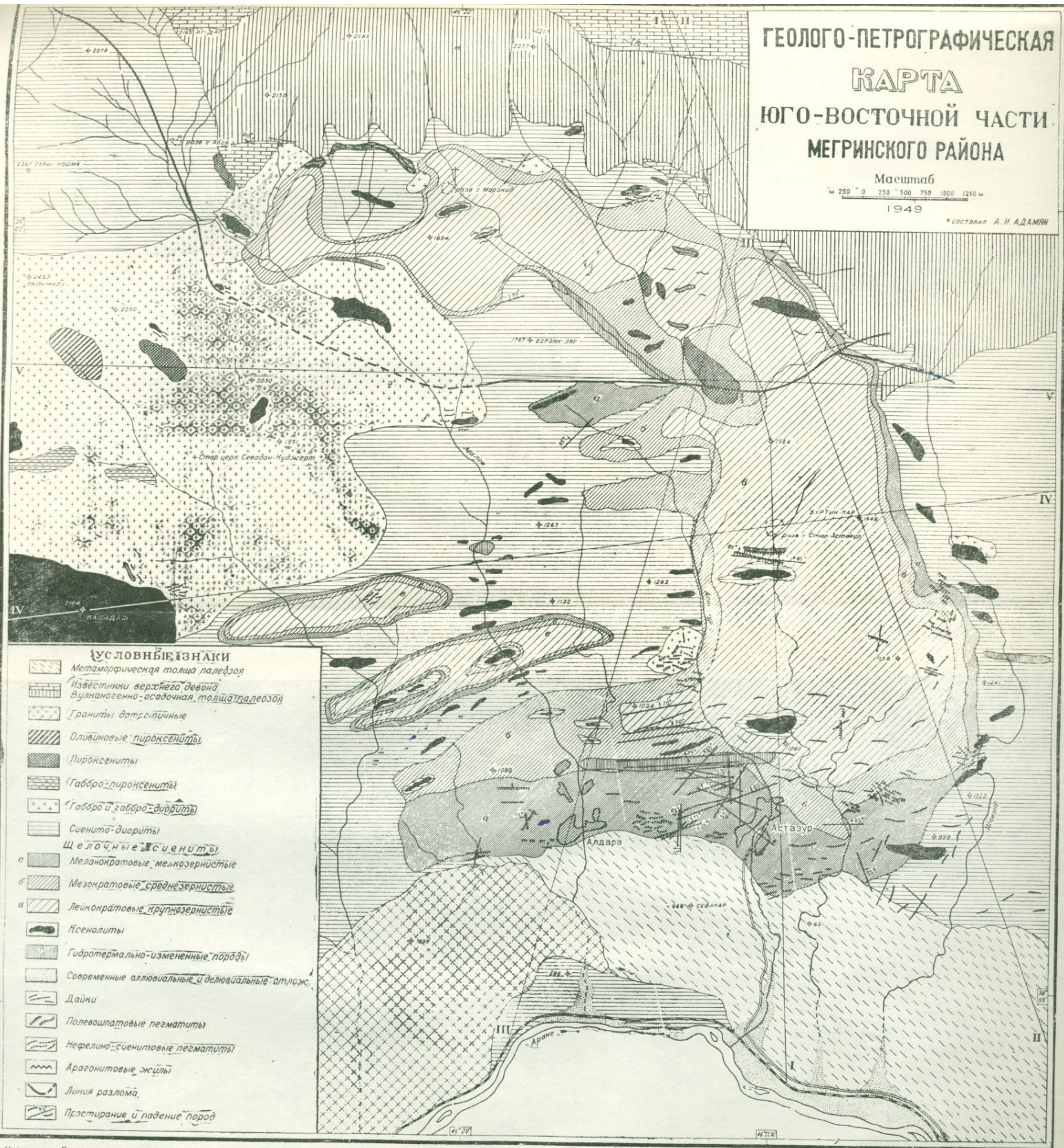
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕГРИНСКОГО РАЙОНА

Масштаб

1:250 000

1949

составил А. И. АДАМЯН



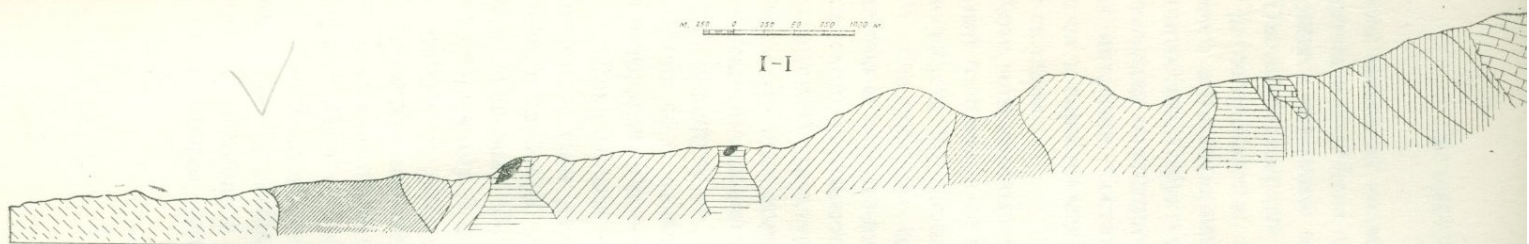
УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ

- Метаморфическая масса палеозоя
- Известняки верхнего девона
- Вулканогенно-осадочная масса палеозоя
- Граниты диоритовые
- Оливиновые пироксениты
- Пироксениты
- Габбро-пироксениты
- Габбро и габбро-диориты
- Сиенито-диориты
- Шелочные сиениты
- Меланократовые мелкозернистые
- Леукократовые крупнозернистые
- Ксенолиты
- Гидротермально-измененные породы
- Современные аллювиальные и делювиальные отложения
- Дайки
- Полевцошлаковые пегматиты
- Нефелино-сиенитовые пегматиты
- Арагонитовые жилы
- Линия разлома
- Простирание и падение пород

РАЗРЕЗЫ
К ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ КАРТЕ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕГРИНСКОГО РАЙОНА

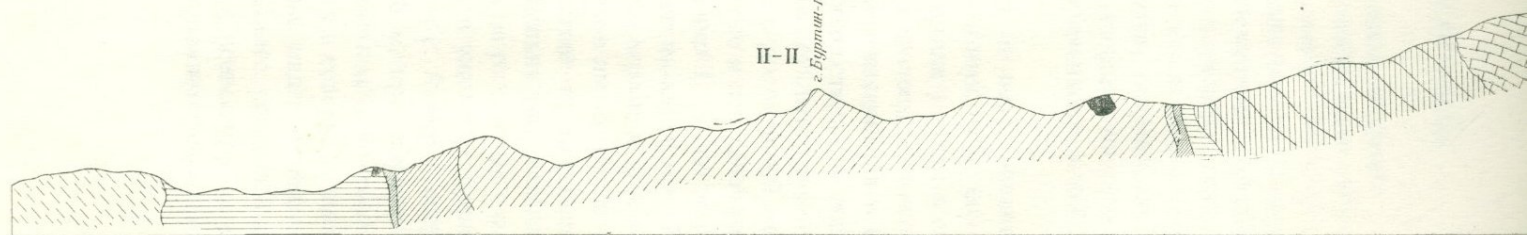
М. 250 500 750 1000 М

I-I

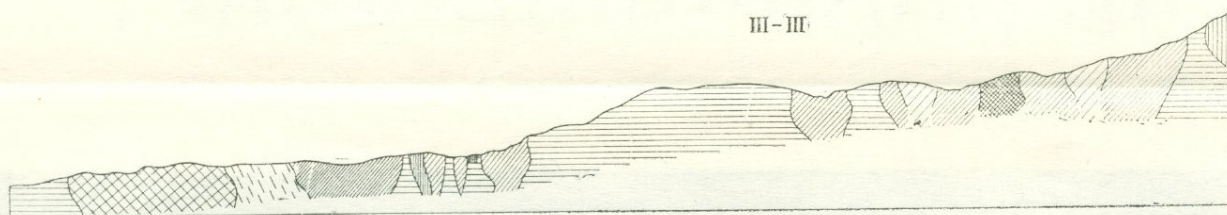


II-II

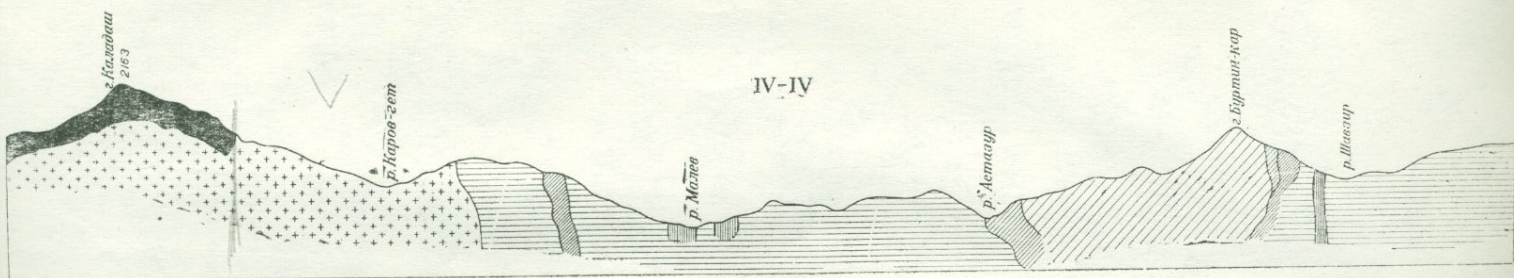
г. Буртин-кар



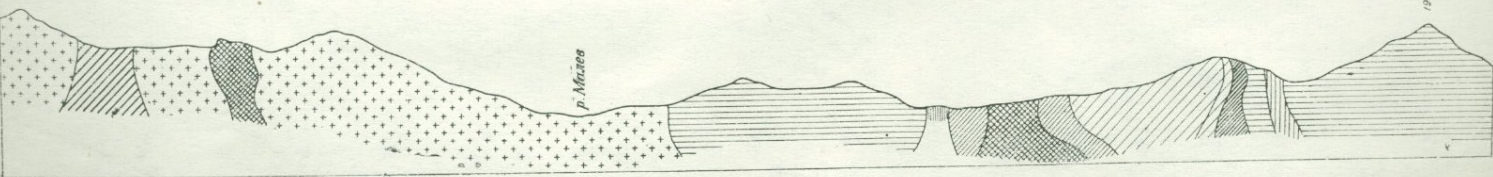
III-III



IV-IV



V-V



Б. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Как видно из геологической карты, интрузия в пределах исследованного района представляет собой штокообразное тело, являющееся огромной апофизой большого батолита.

Южный и северный контакты интрузии довольно круто падают на северо-восток. Интрузия размещена в сводовой части большого антиклинория, сильно осложненного второстепенной складчатостью. Структура местности была восстановлена нами на основании ориентировки ксенолитов, встреченных в разных частях интрузии. Состав пород, слагающих интрузию, сильно меняется в зависимости от их приуроченности к той или иной части складки.

Хотя интрузивный массив здесь не переслаивается с осадочными толщами и не перекрывается ими, но по его строению можно видеть, что породы его принимали участие в складчатости. Массив довольно однороден, но полосы щелочных пород, ксенолитов и сиенито-диоритов, протягивающиеся в широтном направлении, нарушают его однородность. Для восстановления складчатой структуры нами был детально изучен характер залегания крупных ксенолитов, что в достаточной мере облегчалось исключительной обнаженностью и пересеченностью массива. По маршруту ст. Астазур (разрез 1—1) по долине речки Сури, вверх по ее течению до г. Буртин-кар и коч. Гюмаранц среди интрузивных пород встречается огромное количество ксенолитов. Длинные оси этих ксенолитов имеют почти широтную ориентировку. Нам удалось, вследствие их прекрасной обнаженности в глубоких оврагах и ущельях рек, установить элементы их залегания. Оказалось, что на различных участках они падают по-разному. Так, например, в ущелье р. Сури, в 100 м к юго-востоку от восточной окраины с. Астазур, встречен ксенолит размером в длину около 150 м, при ширине 20—30 м. Слоистость в нем падает на юго-запад под углом около 40—45°. Примерно в 250 м от этого ксенолита к северу, в ущелье той же речки, другой ксенолит имеет то же падение, только с более крутым углом — порядка 55—60°. Далее, среди лейкократовых сиенитов, слагающих г. Буртин-кар, ксенолитов не встречено; здесь наблюдаются только ориентированные скопления в виде

отдельных маломощных полосок, цветных минералов и отчасти среднезернистых меланократовых щелочных сиенитов. Уже на северных подножиях г. Буртин-кар, в ущелье маленькой речки Егникадзор, встречаются ксенолиты с той же широтной ориентировкой, но с обратным, т. е. северо-восточным падением, под углом $40-45^\circ$. На этом же участке широко развиты мелкозернистые породы гибридного облика. Все вышеизложенные факты, правда еще неполные, привели нас к предположению о складчатом строении интрузии, вернее, о ее приуроченности к этой структуре. На основании приведенных данных трудно восстановить истинную картину очевидно довольно сложной антиклинальной структуры. Но мы не сомневаемся в ее существовании.

Кроме того, нами с целью восстановления складчатой структуры массива был использован также метод Г. Клооса*.

Как известно, секущая отдельность обязана своим происхождением сводообразному изгибанию гранита. Такое изгибание, возможно, является не результатом давления магмы снизу, а начальной формой складчатости. В период остывания и затвердевания интрузии образуются плоскости отдельностей «Н», «Т» и «L», которые разбивают массив на отдельные параллелепипеды. Если интрузия при главной фазе складчатости испытает горообразующее давление, то она, очевидно, будет смята в складки, и произойдет изменение положения параллелепипедов, ограниченных вышеуказанными плоскостями; эти параллелепипеды в разных местах складки будут наклонены на углы, не одинаковые для отдельных частей складки.

Изучение этого вопроса не входило в задачу автора; оно было произведено попутно с общей работой и вовсе не претендует на полноту. С целью экономии времени мы зафиксировали только пространственное положение плоскости «Н» (азимут и угол падения) вкrest складчатости, по одному профилю. Считая отдельность «Н» как бы за плоскость напластования породы, мы воссоздали профиль складки, который поразительно точно совпадает с таковым, полученным на основании изучения пространственного положения ксенолитов.

* «Механизм глубинных вулканических явлений», перев. по геол. и полезн. ископаемым, № 12, Центр. геол. библиотека.

Переходим к петрографическому описанию интрузивных пород в указанной вначале последовательности.

ПОРОДЫ МОНЦОНитОВОГО РЯДА

1. Сиенито-диориты

Сиенито-диориты являются преобладающими породами исследованного нами участка. В Мегринском районе к этим породам относились предыдущими авторами не только разности, точно укладывающиеся в понятие собственно сиенито-диоритов, но и габбро-сиениты, габбро-диориты, а отчасти и кварцевые монцониты и т. д.

Сознавая всю дефектность этого, из-за наличия большого количества взаимных переходов, приходится и здесь оставить эту терминологию для обозначения целой группы пород монцонитового ряда.

Выходы сиенито-диоритов приурочены в основном к пониженным участкам района и к зонам вблизи контакта интрузии с вмещающими вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами. Кроме того, сиенито-диориты встречаются в виде изолированных выходов среди щелочных пород, где окаймляют огромные ксенолиты из вулканогенно-осадочной толщи.

Прежде чем перейти к описанию сиенито-диоритов и монцонитов, как пород плагиоклазо-ортоклазо-пироксенового минералогического состава, можно отметить следующие минералогические черты во всех породах монцонитовой группы района:

1. Плагиоклаз относится к андезину и лабрадору и обычно не кислее олигоклаз-андезина.
2. Пироксен входит в минералогический состав, замещаясь роговой обманкой и биотитом.
3. Соотношение между количеством ортоклаза (ог) и плагиоклаза (pl) выступает различно, но больше всего близко к $\frac{5}{3} > \text{ог} : \text{pl} > \frac{3}{5}$.

Содержание цветных компонентов составляет обычно 15—20%, но иногда доходит до 40% породы.

Относимые сюда породы почти в каждом отдельном выходе

обладают своими индивидуальными чертами, и поэтому трудно дать им общую детальную характеристику.

Первое наиболее полное петрографическое описание сиенито-диоритов юго-восточной части Мегринского района приведено в работе Ю. А. Арапова (8). Этим трудом мы широко пользовались при описании сиенито-диоритов и основных пород исследованного участка.

Макроскопически описываемые породы представляют собой средние или крупнозернистые образования с отчетливо выраженными зернами полевого шпата, пироксена или амфибола и часто биотита. В некоторых выходах видно пятнистое их строение, в котором довольно крупные сероватые пятна полевого шпата выступают на темном фоне породы, богатой цветным минералом.

Микроскопическое изучение наиболее распространенной группы сиенито-диоритов показывает большое их сходство с основными и ультраосновными породами. Мы в них имеем ту же обыкновенную роговую обманку и моноклинный пироксен, тот же биотит, и различаются они лишь преимущественно по количественному соотношению слагающих минералов (присутствие значительного количества калиевого полевого шпата в сиенито-диоритах).

Поэтому, во избежание повторений, ниже описываются только полевые шпаты сиенито-диоритов. Характеристика цветных минералов приводится с описанием основных и ультраосновных пород, для которых они изучены сравнительно детально.

Плаггиоклаз. Содержание плаггиоклаза в сиенито-диоритах колеблется от 20 до 50%. В большинстве случаев минерал имеет зональное строение. Основность плаггиоклаза увеличивается от периферии к центру зерен (нормальная зональность). Плаггиоклаз отчетливо идиоморфен по отношению к калиевому полевному шпату, на контакте с которым он рессорбирован.

По оптическим константам, определенным федоровским методом и по углу угасания в зоне $\perp$ (010), плаггиоклаз относится к андезину, но обнаруживает довольно широкие колебания, для различных образцов от 22% Ап до 38—40% Ап; в диоритах доходит до 65% Ап. С повышением основности плагги-

оклаза уменьшается содержание в породе калинатрового полевого шпата и наоборот. Кроме того, в породах, где мы имеем основной плагиоклаз, калинатровый полевой шпат не обнаруживает пертитизации.

Во многих образцах плагиоклаз включает игольчатые удлиненные зерна апатита. Плагиоклазы в большинстве случаев свежие, содержащие лишь редкие включения зерен карбоната, серицита, эпидот-клиноциозита. Кроме этих минералов, иногда за счет плагиоклаза, обычно по тонким жилкам, развивается почти изотропный минерал ($Pm < Pk. б.$) из группы цеолитов.

Калиевый полевой шпат. Содержание калиевого полевого шпата колеблется в широких пределах: он составляет от 2 до 45% породы. По количеству калиевого полевого шпата среди пород монцонитового ряда выделяются различные переходные разновидности от сиенито-диоритов к диоритам. Калиевый полевой шпат ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и нередко содержит включения оплавленных остаточных зерен последнего. Очень часто калинатровый полевой шпат развивается в плагиоклазах в виде жилок. Оптические константы описываемого минерала, определенные на федоровском столике, следующие:

$$\begin{array}{l} \text{Угол } \perp (001) \begin{cases} PNg = 79^\circ \\ PNm = 22^\circ - 2V = 54-76^\circ \\ PNp = 85^\circ \end{cases} \end{array}$$

Как видно из приведенного, калинатровый полевой шпат имеет триклиническую ориентировку, судя же по углам оптических осей, он принадлежит или к анортоклазу с большим углом оптических осей, или же к нерешетчатому микроклину с малым углом оптических осей. Возможно даже, что имеем и то и другое.

Структура сиенито-диоритов порфировидная или равномернo зернистая. Характерный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату приближает структуру сиенито-диоритов к монцонитовой. Количественно-минералогический подсчет и химическая характеристика пород сиенито-диоритовой группы приведены в следующей главе.

2. Основные и ультраосновные породы

Основные и ультраосновные породы слагают небольшие участки среди интрузии монзонитов и имеют сравнительно широкое распространение к востоку от г. Каладаш, в верховьях рр. Кяров и Малев. Здесь ксенолиты вулканогенно-осадочной толщи имеют наибольшее развитие.

Наблюдения над геологическими взаимоотношениями основных и ультраосновных пород с сиенито-диоритами и диоритами исследованного участка показывают, что основные и ультраосновные породы представляют собой щилы в массе сиенито-диоритов.

Постепенный переход от основных и ультраосновных пород к сиенито-диоритам устанавливается полевыми наблюдениями и микроскопическим изучением. Довольно сложен комплекс интрузивных пород, слагающих район г. Каладаш; среди них преобладают сиенито-диориты и диориты, но встречаются и габбро-диориты, габбро-сиениты, габбро, пироксениты, габбро-пироксениты, магнетитовые оливиниты. Ниже приводится описание указанных пород по перечисленному выше порядку, в основном по данным Арапова (8).

а) **Габбро-диориты и габбро** представляют собой средние или крунозернистые породы темного цвета. По общему облику пород и их минералогическому составу они весьма близки к габбро-пироксенитовым породам, как по основности плагиоклаза №№ 60—88% Ap , так и по преобладанию темноцветных компонентов, представленных моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом. Другая ветвь этих же пород ведет к сиенито-диоритам и даже к лейкократовым сиенитам. Последний переход совершается, в основном, благодаря уменьшению основности плагиоклазов и появлению каликатрового полевого шпата.

Под микроскопом в габбро-диоритах и габбро обнаруживается панидиоморфнозернистая структура, но зачастую она затухивает в связи с развитием вторичной роговой обманки.

Преобладающими минералами породы являются плагиоклаз, пироксен и роговая обманка. Биотит присутствует в незначительном количестве. Местами количество плагиоклаза рез-

ко уменьшается за счет роста темноцветных минералов, в частности пироксена, и состав породы становится близким к габбро-пироксенитам.

Акцессорные минералы представлены магнетитом (иногда до 10—15%), который часто сростается с зеленой шпинелью, апатитом (иногда до 3%) и редко титанитом.

Моноклинный пироксен составляет 20—30% породы, обычно бесцветный, но нередко окрашен в зеленоватый цвет. Судя по оптическим константам ряда зерен, полученным измерениями на федоровском столике, его можно отнести к диопсид-геденбергиту. $C : Ng = 40—47^\circ$, $2V = 50—58^\circ$, $Ng - Np = 0,023—0,028$; показатель светопреломления, определенный иммерсионным методом в ориентированных разрезах, оказался следующим: $Ng = 1,724 \pm 0,02$, $Np = 1,706 \pm 0,02$; $1,724 > N_m > 1,706$. Диопсид-геденбергит довольно часто замещается обрастающими его роговой обманкой или биотитом.

Во многих случаях, как указывает и Арапов (8), моноклинный пироксен содержит включения зерен рудного минерала, шпинели, апатита, причем иногда он образует вокруг первых отчетливую кайму. Изредка наблюдаются обратные соотношения с рудным минералом, т. е. кайма последнего вокруг моноклинного пироксена.

Роговая обманка составляет до 15% габбродиоритов, а ее содержание в габбро не превышает 5%. Представлена она зеленовато-бурой разностью обыкновенных роговых обманок, с оптическими константами: $C : Ng = 18^\circ$; $Ng - Np = 0,020$, $2V = 74—76^\circ$, схема абсорбции биотитовая.

Роговая обманка обычно ассоциируется с зернами моноклинного пироксена и является преимущественно его продуктом замещения; реже она представлена в виде самостоятельных, хорошо образованных зерен.

Биотит составляет от 1 до 10% породы, встречается в самостоятельных зернах или же обрастает зернами пироксена и роговой обманки, а иногда развивается и по трещинам в зернах пироксена. Плеохроирует от красно-коричневого до светло-коричневого цвета.

Общее количество цветных минералов колеблется от 30% в габбро-диоритах до 50—55% в габбро.

Плагиоклаз составляет около 35—45% породы в габбро и около 60% в габбро-диоритах. Определение константа минерала на универсальном федоровском столике дало от 70 до 90% Ap , для наиболее основных габбро, и от 50 до 55% Ap для габбро-диоритов. Обычно плагиоклаз сохраняется в виде довольно свежих зерен и лишь по тонким трещинам замещается изотропным цеолитом. Изредка в нем наблюдаются вторичный серицит и карбонат.

Вторичные изменения в габбро-диоритах и габбро выражены слабо. Проявляются они в серицитизации и карбонитизации плагиоклазов.

б) Габбро-пироксениты макроскопически представляют собой темные среднезернистые до крупнозернистых породы массивного сложения. Порода состоит из моноклинного пироксена, роговой обманки, серовато-белого полевого шпата. В некоторых образцах видно значительное количество биотита и изредка скопления зерен желтовато-зеленого эпидота.

Моноклинный пироксен представлен диопсид-геденбергитом и составляет около 50—75% породы. Размеры зерен колеблются от 0,4 до 1—2 мм.

Обычно в шлифе пироксен окрашен в светлозеленый цвет, иногда почти бесцветный. Оптические константы минерала почти не отличаются от таковых диопсид-геденбергита из габбро и габбро-диоритов.

Довольно часто пироксен окружен зернами замещающей его роговой обманки, реже биотитом, который нередко, так же, как апатит и рудный минерал, образует в нем включения.

Роговая обманка обычно развивается как продукт замещения пироксена, иногда, в свою очередь, замещается образующим ее биотитом. Составляет она от 5 до 15% породы, но иногда ее содержание в породе возрастает до 25%. Величина зерен достигает 3—6 мм. Нередко в одном зерне роговой обманки наблюдаются включения нескольких зерен пироксена и других минералов (пойкилитовая структура).

Биотит ничем не отличается от описанного выше биотита из габбро и габбро-диоритовых пород. Содержание его в породе не превышает 10%. Часто образует кайму вокруг зерен рудного минерала и шпинели.

Плагиоклаз представлен идиоморфными призматическими зернами. Он составляет обычно 10—15%, иногда до 20% породы. В разрезе $\perp$ (010) углы угасания равны 60—62°, что соответствует плагиоклазу с 88—90% Ап.

Продуктами разложения плагиоклаза являются карбонат, серицит и реже эпидот.

Магнетит обычно образует отчетливо идиоморфные зерна, развитые в виде включений в других минералах, а также в виде скоплений из нескольких зерен. Часто образует сростки с кристаллами зеленой шпинели. Его содержание в породе иногда достигает 8% (фиг. 7).

Апатит тесно ассоциируется с магнетитом, и его содержание в породе находится в прямой зависимости от содержания магнетита. Нередко составляет до 5% породы. Размеры его зерен доходят до 0,6 мм, довольно часто содержит включения зерен рудного минерала. Встречается в виде редких мелких зерен.

Структура породы панидиоморфно-зернистая, но, как и в вышеописанных габбро-диоритовых породах, затуманена в связи с развитием вторичных биотитов и роговой обманки.

Постмагматические изменения также слабо выражены, в редких случаях наблюдается развитие эпидота и кальцита за счет пироксена и альбитизации плагиоклаза.

в) **Пироксениты** имеют сравнительно незначительное распространение и по минералогическому составу довольно тесно примыкают к габбро и габбро-диоритам. Они состоят, в основном, из того же моноклинового пироксена и роговой обманки, что и описанные выше породы. Цветные компоненты в пироксенитах составляют около 80—90% породы. Роль плагиоклаза соответственно уменьшается, и он составляет 0—5% породы.



Фиг. 7. Включения апатита в магнетите. Увелич. 50 без анализатора.

Довольно значительную роль в породе играют апатит (5—8%) и магнетит (5—10%), причем последний часто дает сростки с зеленой шпинелью. Биотит так же, как и в габбро-пироксенитах, является обычным минералом и развивается за счет пироксена и роговой обманки, образуя иногда самостоятельные зерна.

г) **Оливиновые пироксениты** макроскопически не всегда отличимы от других ультраосновных пород. Это крупнозернистые черные породы, состоящие из видимых кристаллов черной роговой обманки величиной до 1,5—2 см, в которых видны включения более мелких зерен зеленого оливина и черного пироксена.

Роговая обманка составляет от 15 до 60% породы. Образует крупные зерна, содержащие включения оливина, пироксена и других минералов, или же развивается в виде каймы вокруг зерен оливина и пироксена. В свою очередь она иногда замещается мелкими чешуйками хлорита-пеннина и карбонатом. По оптическим константам относится к группе обыкновенных роговых обманок.

Светопреломление, определенное в ориентированных разрезах, следующее: $N_g = 1,684$, $N_p = 1,682$.

Плеохроизм N_g — густо-буро-зеленый

N_m — буро-зеленый

N_p — светлозеленый

Среди всех вышеописанных основных и ультраосновных пород встречаются отдельные участки, сложенные магнетитовыми оливинитами, плагиоклазитами, роговообманково-магнетитовыми породами. Все перечисленные породы представлены в виде отдельных скоплений, гнезд, шлировидных выделений и др.

д) **Роговообманково-магнетитовая** порода состоит в основном из оливина, моноклинного пироксена и роговой обманки. Кроме этих главных минералов, в породе присутствуют зерна плагиоклаза (80% An), биотита, магнетита, шпинели и апатита.

Оливин в виде зерен величиной до 0,5 мм составляет 10—15% породы. Обычно, как и моноклинный пироксен, заключен в более крупных зернах роговой обманки. Последняя рессорбирует эти минералы. Часто включает зерна апатита и магнетита. В одном шлифе (705) обнаружено срастание оливина и апатита.

Моноклинный пироксен составляет от 1 до 70% породы. Колебание в таких широких пределах связано с процессом замещения пироксена роговой обманкой. На основании оптических констант, определенных на федоровском столике, минерал относится к диопсид-геденбергиту: $C : Ng = 44^\circ$, $Ng - Np = 0,028$, $+2V = 57^\circ$.

Иногда по трещинам замещается мелкими чешуйками буроватого слюдистого минерала и кальцитом.

Нами были обнаружены роговообманково-магнетитовые скопления среди оливиновых пироксенитов. Роговая обманка в этих скоплениях представлена крупными призматическими кристаллами размером до 3 см в длину. По оптическим константам она относится к группе обыкновенных роговых обманок. Тщательно отобранные кристаллы минерала были проанализированы и дали следующие результаты (см. табл. 4).

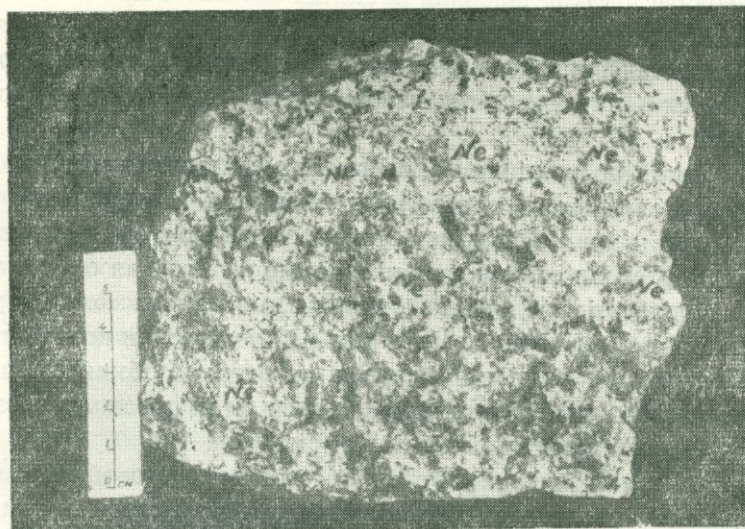
При сопоставлении со средним составом роговой обманки диоритов Чирвинского обращает на себя внимание несколько пониженное содержание SiO_2 , H_2O , FeO в каладашской роговой обманке, повышенное содержание Fe_2O_3 , CaO , K_2O , довольно высокое для обыкновенной роговой обманки содержание Al_2O_3 .

3. Нефелин-содержащие основные породы

Кроме вышеописанных шлировых скоплений, нами были обнаружены и скопления нефелина в основных и ультраосновных породах, что является для данного района весьма оригинальным явлением.

Эти скопления были встречены в нескольких местах: в среднем течении р. Малев, на водоразделе между р. Гяров и Малев, в 200 м к юго-востоку от перевала между высотами 2420 и 2456,4, в 50 м к югу от тропы, идущей от перевала в сторону Майдан-Гядык, в 1,5 км к северо-западу от коч. Гяров и т. д.

Нефелин в описываемых породах встречается в виде бесформенных гнезд и разветвляющихся прожилок (фиг. 8). В одном месте нефелин развивается только вокруг ксенолита каймой шириной 2—3 см.



Фиг. 8. Бесформенные гнезда и прожилки нефелина в основной породе.

Таблица 4

Компо- ненты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	40,10	0,22	14,62	0,13	6,00	6,82	0,12
2	45,83	0,34	10,13	0,04	4,73	10,59	0,15

Компо- ненты	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O (-110°)	H ₂ O (+110°)
1	13,00	14,10	1,04	3,40	0,05	0,17	0,24
2	11,43	13,28	1,58	0,48	—	—	1,32

- I—Роговая обманка из оливиновых пироксенитов г. Каладаш.
 II—Среднее из 24 анализов роговых обманок диоритов по Чирвинском (1929).

4. Количественно-минералогический состав сиенито-диоритов, основных и ультраосновных пород

При значительном колебании в количественном минералогическом составе отдельных разностей сиенито-диоритов, основных и ультраосновных пород района, дающем, наравне с нормальными разностями оливинового габбро, также уклоняющуюся от него вариацию, интересной представляется сводка количественных данных (см. табл. 5).

Из приведенного сопоставления видно, что первый тип габбро-диоритовых разностей, который может быть назван нормальным габбро, характеризуется в среднем следующими величинами: плагиоклазового компонента около 50% и железисто-магнезиальных минералов около 40%, в том числе около 6% рудных минералов.

Относительно содержания цветных минералов можно заметить следующее: постоянным и значительным по содержанию участником является моноклинный пироксен, содержание которого в некоторых разностях доходит до 60%, а в нормальном габбро-диорите колеблется от 20 до 30%. Содержание роговой обманки обратно пропорционально содержанию в породе пироксена, так как она в большинстве случаев образуется за счет пироксена. Содержание магнетита и апатита находится в прямой зависимости друг от друга.

5. Химический состав сиенито-диоритов, основных и ультраосновных пород

Химические анализы основных и ультраосновных пород, развитых в юго-восточной части Мегринского района, приведены в табл. 6. Числовые характеристики, полученные по методу А. Н. Заварицкого, приведены в той же таблице и графически изображены на диаграмме (фиг. 9). На диаграмме также нанесены для сравнения данные о составе некоторых типичных пород, заимствованных из книги А. Н. Заварицкого.

Приведенные данные о химическом составе описываемых пород показывают уменьшение содержания глинозема и щелочей и возрастание количества окисного и закисного железа,

Таблица 5

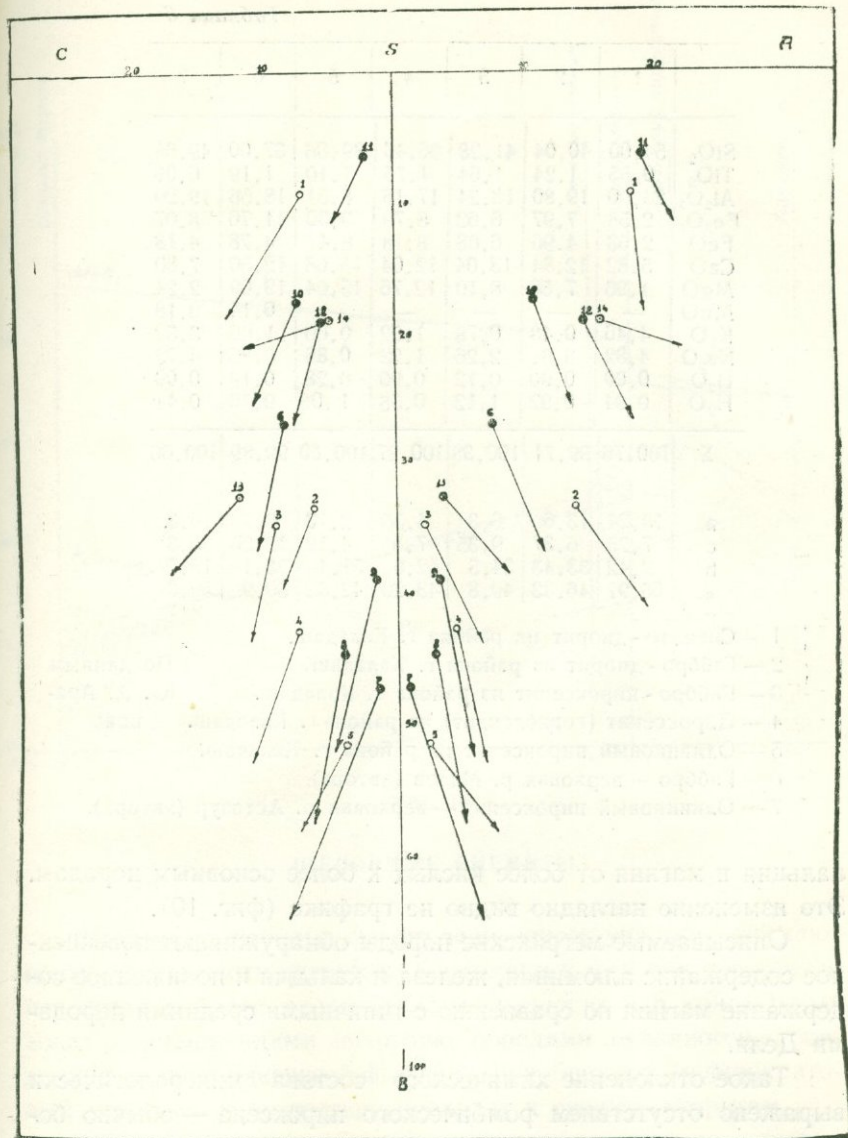
	Монокл. пироксен	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Кал. поле- вой шпат	Оливин	Рудный минерал	Апатит	Прочие	Сумма
1. Сиенито-диорит	3,4	2,2	3,1	51,4	37,6	—	0,3	0,2	1,8	100
2. Сиенито-диорит	15,0	5,0	8,3	57,58	9,2	—	1,0	1,0	5,8*	99,08
3. Габбро-диорит	25,9	2,0	10,2	51,2	1,0	—	6,5	2,1	1,0	99,98
4. Габбро-пироксенит	27,4	8,7	1,6	47,2	—	—	4	1,5	—	100,4
5. Пироксенит (горн- blendит)	10,1	75,8	—	5,1	—	—	6,4	2,0	—	99,4
6. Оливин. пироксенит	52,4	11,1	2,3	6,1	—	12,2	10,5	4,6	—	99,2

* Сфен, цеолит, серицит.

Таблица 5

	Монокл. пироксен	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Кал. поле- вой шпат	Оливин	Рудный минерал	Апатит	Прочие	Сумма
1. Сиенито-диорит	3,4	2,2	3,1	51,4	37,6	—	0,3	0,2	1,8	100
2. Сиенито-диорит	15,0	5,0	8,3	57,58	9,2	—	1,0	1,0	5,8*	99,08
3. Габбро-диорит	25,9	2,0	10,2	51,2	1,0	—	6,5	2,1	1,0	99,98
4. Габбро-пироксенит	27,4	8,7	1,6	47,2	—	—	4	1,5	—	100,4
5. Пироксенит (горн- блендит)	10,1	75,8	—	5,1	—	—	6,4	2,0	—	99,4
6. Оливин. пироксенит	52,4	11,1	2,3	6,1	—	12,2	10,5	4,6	—	99,2

* Сфен, цеолит, серицит.



Фиг. 9. Типичные породы из книги Заварицкого. Основные и ультраосновные породы Мегринского района.

Таблица 6

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,00	40,04	41,28	36,46	39,86	37,00	49,65
TiO ₂	0,55	1,24	1,64	1,76	1,10	1,19	0,06
Al ₂ O ₃	23,00	19,80	18,24	17,16	8,51	18,56	19,20
Fe ₂ O ₃	2,58	7,97	6,62	8,79	9,30	11,76	8,07
FeO	2,63	4,96	6,68	8,18	8,47	4,78	4,18
CaO	5,82	12,84	13,04	12,04	15,68	12,50	7,80
MgO	1,96	7,56	8,10	12,76	15,04	19,09	2,24
MnO	—	—	—	—	—	0,14	0,18
K ₂ O	4,46	0,48	0,78	1,32	0,60	1,06	3,32
Na ₂ O	4,82	3,9	2,26	1,22	0,86	0,86	4,92
H ₂ O	0,00	0,00	0,12	0,00	0,28	0,19	0,00
H ₂ O	0,94	0,92	1,12	0,58	1,08	0,76	0,44
Σ	100,76	99,71	100,38	100,27	100,60	99,89	100,06
a	18,24	13,6	6,3	4,55	2,13	3,76	16,3
c	7,25	6,37	9,35	7,5	4,12	12,26	5,3
b	9,42	33,43	34,5	42,6	51,4	33,1	19,7
s	65,91	46,33	49,8	43,20	42,35	50,9	59,3

1 — Сиенито - диорит из района г. Каладаш.

2 — Габбро - диорит из района г. Каладаш.

По данным

3 — Габбро - пироксенит из района г. Каладаш.

Ю. А. Ара-

4 — Пироксенит (горнблендит) из района г. Каладаш.

пова

5 — Оливиновый пироксенит из района г. Каладаш.

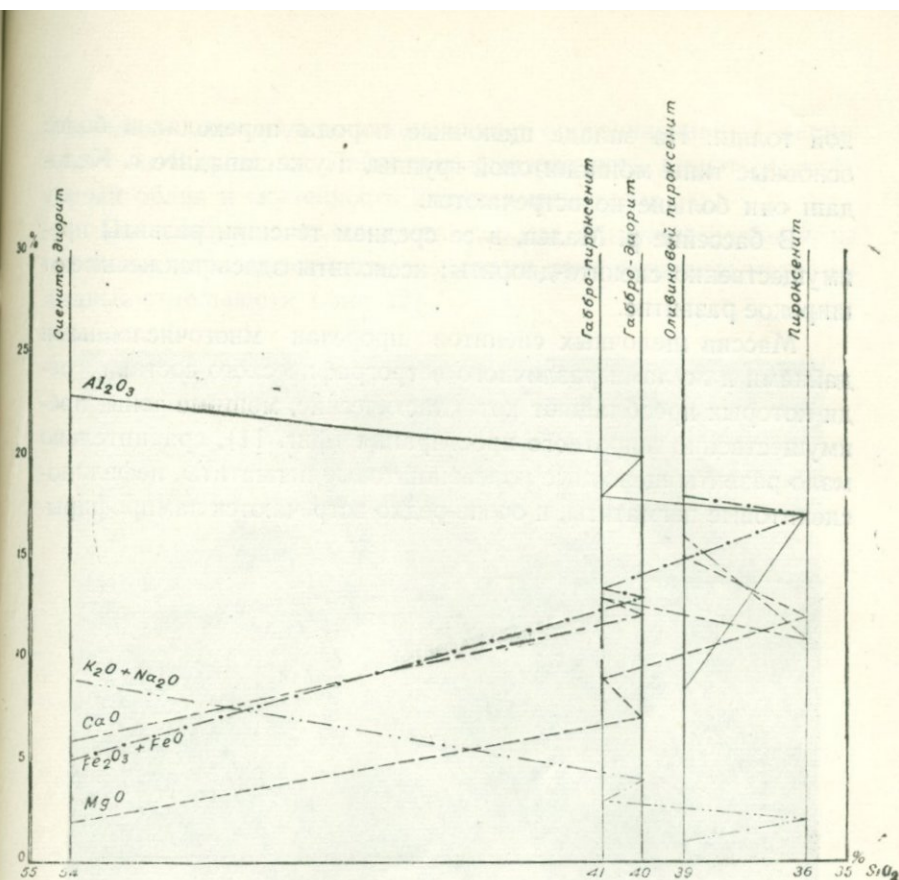
6 — Габбро — верховья р. Малев (автора).

7 — Оливиновый пироксенит — верховья р. Астазур (автора).

кальция и магния от более кислых к более основным породам. Это изменение наглядно видно на графике (фиг. 10).

Описываемые мегринские породы обнаруживают повышенное содержание алюминия, железа и кальция и пониженное содержание магния по сравнению с типичными средними породами Дели.

Такое отклонение химического состава минералогически выражено отсутствием ромбического пироксена — обычно богатого магнием и присутствием большого количества магнетита и шпинели. Эти факты указывают еще и на то, что в процессе образования основных и ультраосновных пород района г. Каладаш решающую роль сыграла ассимиляция магмой известняков кровли.



Фиг. 10.

ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ

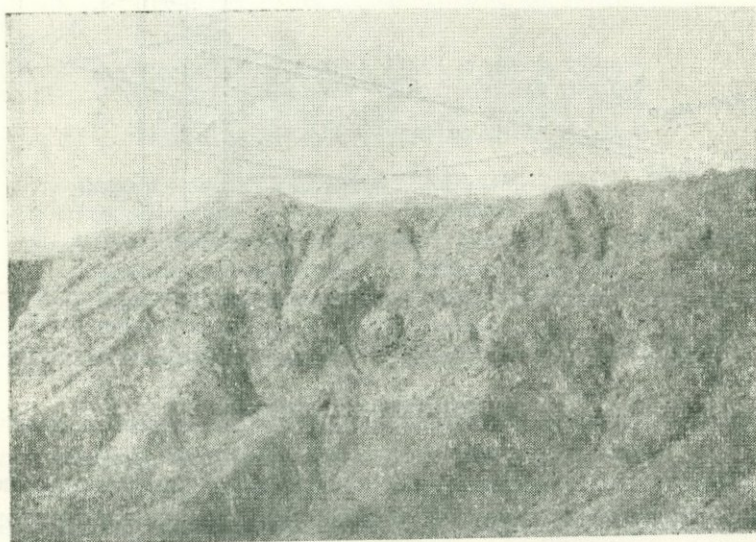
Щелочные сиениты на исследованном участке занимают центральную часть интрузии. К северу и к югу они постепенно переходят в более мелкозернистые разновидности и в контактовых зонах с вмещающими интрузию породами вулканогенно-осадочной и метаморфической толщи приобретают меланократовый характер, а по составу подходят к сиенито-диоритам.

В восточном направлении щелочные сиениты совершенно постепенно переходят в сиенито-диориты. Переходные типы распространяются только на правом берегу р. Шавзир, а на левом берегу выходят породы монцонитовой группы, среди которых имеют большое развитие ксенолиты вулканогенно-осадоч-

ной толщи. На западе щелочные породы переходят в более основные типы монцонитовой группы, и уже западнее г. Каладаш они больше не встречаются.

В бассейне р. Малев, в ее среднем течении, развиты преимущественно сиенито-диориты; ксенолиты здесь также имеют широкое развитие.

Массив щелочных сиенитов прорезан многочисленными дайками и жилами различного петрографического состава, среди которых преобладают катакластические, мощные зоны, преимущественно широтного простирания (фиг. 11), сравнительно мало развиты щелочные полевошпатовые пегматиты, нефелино-сиенитовые пегматиты, и очень редко встречаются лампрофиры.

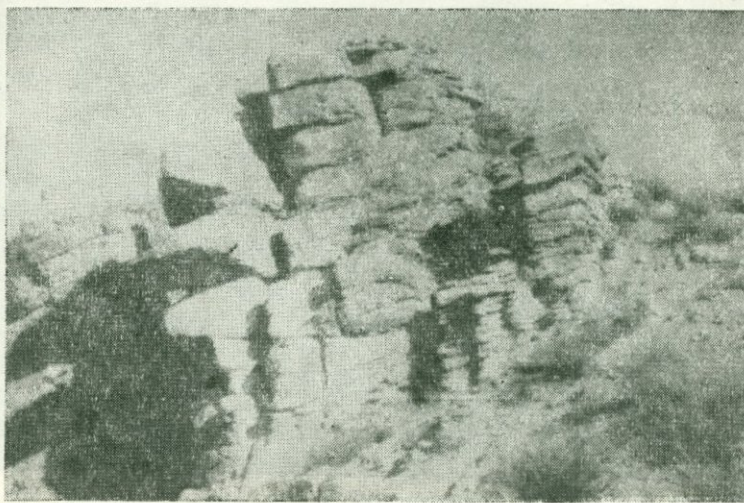


Фиг. 11. Дайки в меланократовых щелочных сиенитах
возле с. Астазур.

По текстурным признакам лейкократовые щелочные сиениты, занимающие центральную часть массива, отличаются от меланократовых, занимающих периферическую часть интрузии. В меланократовых породах четко наблюдается почти широтная ориентировка цветных минералов, плейчатость и иногда орого-викованные, огнейсованные разности с содержанием нефелина;

последняя разновидность напоминает ороговикованный мариуполит из Волновахи. Лейкократовые разности имеют пегматонидный облик и скученность цветных минералов.

По трещинам отдельности породы интрузии разбиты на огромные параллелепипеды и местами дают типичные матрацевидные отдельности (фиг. 12).



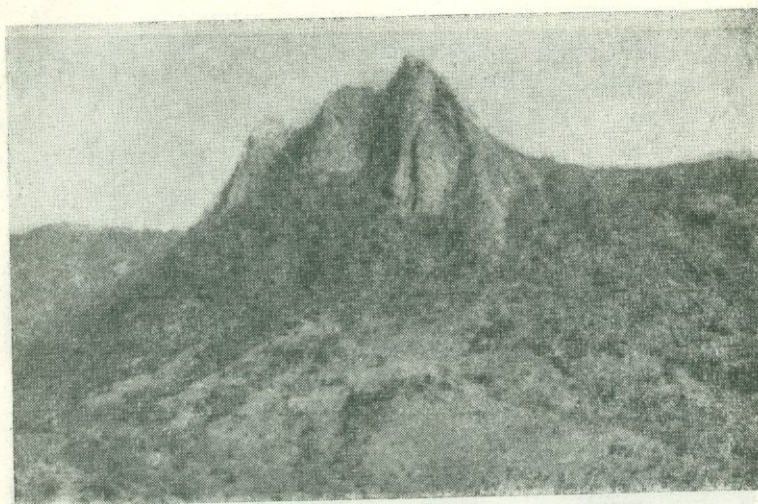
Фиг. 12. Трещины отдельности щелочных сиенитов.

Макроскопически преобладающая часть щелочных сиенитов представлена крупнозернистой, пегматонидного облика разновидностью светлорозового или белого цвета. Скученные и разобщенные выделения темноцветных минералов на лейкократовом фоне придают породе пятнистый характер; подчиненную роль играют среднезернистые и мелкозернистые разности.

Крупнозернистые разности щелочных сиенитов приурочены к более высоким отметкам, средне- и мелкозернистые разности — к нижним частям вершин (фиг. 13, разрез I—I, II—II). Переходы между ними нередко совершаются через порфировидные разности, встречающиеся в большинстве случаев в приконтактных зонах с огромными глыбами из вулканогенной толщи палеозоя.

С уменьшением размеров зерен минералов, слагающих

щелочный сиенит, обычно увеличивается количество темных минералов, и мы имеем, таким образом, среди мелкозернистых пород лейкократовые, мезократовые и меланократовые разновидности. От лейкократовых к меланократовым разновидностям уменьшается и щелочность пород.



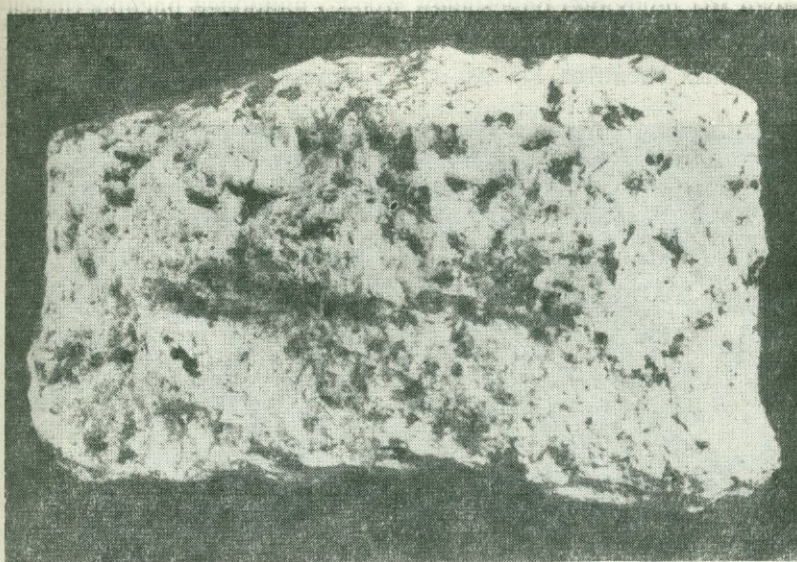
Фиг. 13. Буртин-Кар, вершина сложена лейкократовыми щелочными сиенитами.

Суммируя сказанное выше, все петрографическое разнообразие щелочных сиенитов можно свести к следующему.

Крупнозернистые пегматоидные сиениты с беловатым полевым шпатом, зерна которого достигают размера нескольких миллиметров и даже 2—3 см. Порода **лейкократовая** с характерным шероховатым изломом. Этот тип сиенита занимает около 60% выхода интрузии (фиг. 14).

Среднезернистые щелочные сиениты в величину зерна, не превышающую обычно 0,3 мм. В некоторых образцах присутствуют редкие порфировидные вкрапленники полевого шпата, размеры зерен которых достигают 8—10 мм. Излом этих сиенитов более ровный. В окраске преобладают темносерые, светло-буроватые тона. Порода **мезократовая**.

Мелкозернистые щелочные сиениты в величину зерна, не



Фиг. 14. Лейкократовый щелочный сиенит.

превышающую обычно 0,1 мм. В некоторых образцах присутствуют более крупные, до 10 мм в длину кристаллы роговой обманки. Среди этого типа по окраске выделяются три разновидности: лейкократовые, мезократовые и меланократовые.

По структуре выделенные типы отличаются между собой; для крупнозернистых разновидностей характерна паналотроморфнозернистая, часто пойкилитовая, переходящая в пегматитовую структуру; в средне- и мелкозернистых разновидностях она приближается к гипидиоморфнозернистым. В некоторых лейкократовых мелкозернистых эндоконтактовых сиенитах обнаруживается гранобластическая (ненормальная) структура (фиг. 15).

Крайние типы — крупнозернистые лейкократовые пегматитовые сиениты, с одной стороны, и мелкозернистые меланократовые — с другой, резко отличаются по внешнему виду, но, как сказано выше, связаны между собой постепенными переходами.

Поскольку качественно-минералогический состав щелочных сиенитов более или менее одинаков во всех их разновидностях,

ниже мы подробно описываем только наиболее распространенный и наиболее интересный тип крупнозернистых пегматоидных щелочных сиенитов.



Фиг. 15. Эндоконтактовый тип щелочного сиенита.

1. Крупнозернистый лейкократовый пегматоидный щелочной сиенит

Состоит существенно из следующих минералов: калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, щелочная роговая обманка, второстепенные минералы — пироксен, биотит, апатит, титанит, магнетит, титано-магнетит; вторичные минералы — каолинит, серицит, мусковит и продукты разложения по нефелину. Структура породы пегматоидная, аллотроморфнозернистая, пойкилитовая.

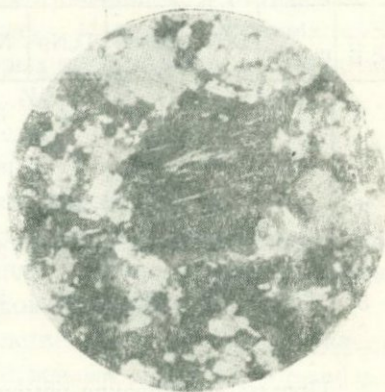
Калинатровый полевой шпат почти всегда является преобладающим минералом и составляет до 65% породы. Обычно представлен анортоклазом. Многочисленные измерения оптических констант показывают небольшое отклонение от триклинности. Чаще угол между $\perp$ (001) и Nm больше 10° , и только в двух случаях из 37 замеров этот угол был меньше 10° , но никогда не понижался до $4-5^\circ$; кроме того, лишь для немногих

измерений угол $\perp$ (010) и Ng оказался равным нулю. Угол оптических осей варьирует в широких пределах, от 48 до 88°, однако максимум всегда остается в пределах ниже 60°. Из сопоставления оптических констант калинатрового полевого шпата щелочных сиенитов с сравнительно хорошо изученными нами калинатровыми полевыми шпатами порфириовидных гранитов и монцонитов Мегринского плутона (2) видно, что в вышеперечисленных породах оптический характер калинатровых полевого шпатов одинаковый.

Калинатровый полевой шпат всегда ксеноморфен по отношению к плагиоклазам. Он с зазубренными прихотливыми контурами заполняет промежутки всех минералов и окаймляет их. В очень редких случаях он дает пойкилитовые срастания с щелочной роговой обманкой, особенно в тех случаях, когда последняя развивается не по пироксену, а представлена индивидуальными зернами.

Калинатровый полевой шпат почти всегда является пертитовым и микропертитовым с полосчатыми, пятнистыми или жилковатыми характеристиками микропертитовых включений (фиг. 16.). Нередко пертитовые включения обособляются, как хорошо оформленные sdвойникованные кристаллы альбита, угасающие вместе с остальными пертитовыми включениями. Произведенные количественные подсчеты пертитовых включений показывают, что очень часто последние составляют до 30—40% площади кристалла калинатрового полевого шпата.

Калинатровый полевой шпат щелочных сиенитов сравнительно свежий, плагиоклаз обычно прозрачен. В калиевом полево-м шпате иногда заметно помутнение, и в некоторых образцах он испещрен блестками серицита.



Фиг. 16. Пертит. Увелич.
50 николи +.

Плагиоклаз в количественном отношении подчинен каликатровому полевому шпату. Значительное преобладание получают плагиоклазы, которые по погасанию $\perp$ РМ, равному 14° , относятся к олигоклазандезину № 27—32, с углом оптических осей $2V = 80—86^\circ$. Значительно меньшим распространением пользуются №№ 22 и 11. Выделения плагиоклазов идиоморфны. Зональность выражена слабо. В некоторых совершенно лейкократовых разновидностях содержание плагиоклаза в породе поднимается до 70%; в этом случае он представлен исключительно водяно-прозрачным альбитом.

Плагиоклаз представлен в основном призматическими вытянутыми кристаллами и обычно полисинтетически сдвоен.

Результаты измерения плагиоклаза на федоровском столике приведены в табл. 7.

Таблица 7

№ пп.	№ шлифа	D_0Ng	D_0Nm	D_0Np	NPe	Закон двойникования	Название породы
1	127	86	29	64	31	[001]	Лейкократовый щелочный сиенит
2	127	18	73	87	36	[010]	Лейкократовый щелочный сиенит
3	127 ³	10	82	86	30	[010]	Лейкократовый щелочный сиенит
4	151	13	78	90	34	$\perp$ 010	Лейкократовый щелочный сиенит
5	128	90	23	68	26	[011]	Совершенно лейкократовый

Постмагматические изменения плагиоклазов выражены серицитизацией, пелитизацией и альбитизацией. Последняя особенно интенсивно развита в тех разновидностях щелочных пород, где более сильно выражена пертитизация каликатрового полевого шпата.

Цветные минералы лейкократовых щелочных сиенитов представлены роговой обманкой, пироксеном и биотитом. Первая явно преобладает над остальными. Однако ее содержание в породе не превышает 9%.

Роговая обманка щелочных сиенитов характеризуется неоднородностью. Она почти исключительно образуется за счет

пироксена и в этом случае в основном представлена обыкновенной роговой обманкой. В тех образцах, где она образует самостоятельные кристаллы, определяется как гастингсит. Очень часто наблюдается следующая неоднородность состава роговой обманки: центральная часть кристалла сложена обыкновенной роговой обманкой, которая к периферии замещается щелочной роговой обманкой.

Эти две зоны характеризуются следующими константами:

Константы	Центр. часть	Периферия
Ng — Nr	0,025	0,018
C : Ng	18°	42°
2V	—63°	50°
Плеохроизм Ng	темнобурый	синезеленый
Nm	красноватобур.	буровато-зеленый
Nr	светложелтый	светложелтый

Судя по вышеприведенным константам, центральная часть представлена обыкновенной роговой обманкой, а периферия — щелочной, относимой к гастингситу. Изредка встречаются и зерна амфибола, периферия которых представлена оптическими константами Ng—Nr = 0,027; C : Ng = 12°; — 2V = 70°.

Плеохроизм Ng — буро-зеленый

Nm — буро-зеленый

Nr — светл. зелен. желтый

В одном из образцов (№ 138) щелочных пород была установлена щелочная роговая обманка с сильным плеохроизмом: Nm — непрозрачный, Ng — оливково-зеленый.

Роговая обманка в большинстве случаев представлена ксеноморфными зернами с прихотливыми, часто зазубренными контурами. Очевидно, ее кристаллизация началась одновременно с полевыми шпатами, с которыми она дает пойкилитовые сростания.

Но замещение пироксена роговой обманкой, возможно, протекало в позднемагматическую стадию кристаллизации и сопровождала процесс альбитизации и пертитизации полевых шпатов. Можно предполагать, что замещение пироксена амфиболом протекало в две фазы; в первую фазу он превращался в обыкновенную роговую обманку, а дальнейший привнос щелочей обыкновенную роговую обманку превратил в щелочную.

Возможно также замещение пироксена роговой обманкой в одну фазу привноса щелочей, если представить, что диффузия последних в твердые кристаллы пироксена протекала в довольно длительное время, от периферии кристалла к его центру.

Первое наше предположение еще подкрепляется тем, что в сиенито-диоритах, диоритах, габбро и ультраосновных породах везде имеется процесс замещения пироксена амфиболом. Но почему же в перечисленных породах при привносе второй порции щелочей не образовалось щелочных роговых обманок? С очевидно, это надо объяснить ненасыщенностью этих пород щелочами. Вторая порция вызвала альбитизацию полевых шпатов и биотитизацию амфиболов.

Моноклинный пироксен составляет незначительную часть цветных минералов породы. Он, как и роговая обманка, характеризуется непостоянством состава. Даже в одном и том же образце породы можно наблюдать несколько разновидностей и переходные типы. Пироксены представлены, главным образом, диопсидом, диопсид-геденбергитом, сравнительно редко встречаются эгирин-авгит и очень редко эгирин, причем они встречаются почти исключительно в пределах одного и того же зерна пироксена, имеющего обычно зональное строение. Эти разновидности характеризуются следующими оптическими константами: ядро — диопсид + $2V = 55^\circ$; $C : Ng = 35^\circ$; $Ng - Np = 0,027$; периферия — эгирин-авгит — $2V = 72^\circ$; $C : Ng = 54^\circ$; $Ng - Np = 0,029$.

В других случаях ядро сложено почти бесцветным эгирин-авгитом, а на краю развивается густо окрашенный зеленый эгирин с погасанием $C : Np = 5^\circ$ и плеохроизмом:

Np — яркозеленый

Nm — зеленоватый

Ng — желтоватый

В-третьих, ядро сложено диопсид-геденбергитом: $2V = 54^\circ$; $C : Ng = 44^\circ$; $Ng - Np = 0,029$, а периферия — авгитом или эгирин-авгитом.

Выявить какую-нибудь закономерность в распространении обыкновенных и щелочных пироксенов не удастся, но наблюдается тенденция развития щелочных пироксенов в тех разно-

видностях, где вообще щелочность породы повышается и роговая обманка представлена щелочными разностями.

Постмагматическое замещение пироксенов выражено в основном их амфиболизацией.

Биотит в щелочных лейкократовых разностях встречается спорадически; его содержание в породе никогда не превышает десятых долей процента. Встречающиеся зерна в основном развиваются по пироксену или амфиболу. Биотит дает удлиненные пластинки с резкой абсорбцией:

Ng — темнокрасно-бурый

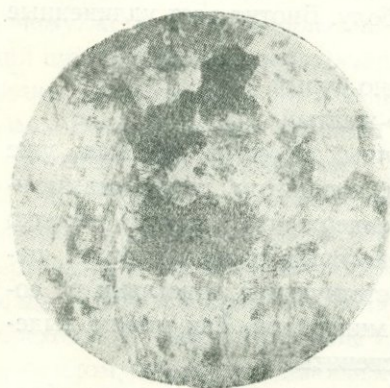
Np — соломенно-желтый

Акцессорные минералы щелочных сиенитов, как было уже отмечено, представлены апатитом, титанитом, титано-магнетитом, магнетитом и цирконом. Их содержание в породе нередко доходит до 9%, что позволяет некоторым разновидностям щелочных пород приписывать соответствующие приставки по содержанию в них второстепенных минералов. Так можно выделить титанитовые и апатитовые сиениты.

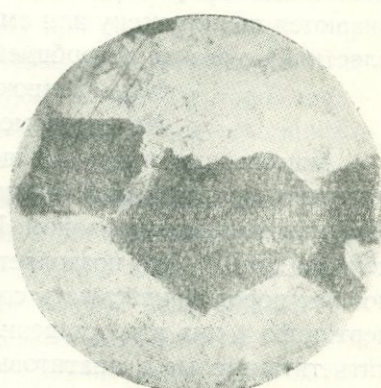
Апатит представлен двумя разновидностями: хорошо образованными призматическими кристаллами, размерами до 0,5 мм в поперечнике, приуроченными, главным образом, к цветным минералам, и сильно удлиненными игольчатыми дезориентированными зернами, размерами в поперечнике до сотых долей мм, приуроченными, в основном, к лейкократовым минералам. Очевидно, здесь мы имеем две генерации апатита, одна из которых связана с постмагматическими процессами. Апатит первой генерации обладает синеватым оттенком и обнаруживает следы разложивности, выраженные «пелитизацией». На поверхности зерен наблюдаются продольные тонкие черные линии (фиг. 17). Апатит второй генерации совершенно прозрачен и абсолютно идиоморфен.

Титанит является первым по количеству акцессорным минералом в щелочных породах; нередко его содержание в породе доходит до 5%. Колебание содержания титанита в породе теснейшим образом связано с повышением содержания роговой обманки. Очень часто в щелочных породах встречаются шлиры и гнезда меланократовых пород, состоящие почти исключительно из роговой обманки и крупнозернистого титанита. В этих

случаях содержание последнего доходит до 10—15% породы. Титанит представлен довольно крупными зернами, средняя величина которых колеблется в пределах от 0,4 до 1,5 мм в поперечнике. Нередко зерна имеют размеры до 2,5 мм. Форма зерен округленная, ромбическая, часто клиновидная, реже призматическая (фиг. 18). Кое-где титанит сростается с магнетитом. По



Фиг. 17. Апатит (ар.) „пелитизированный“. Увелич. 50 без анализатора.



Фиг. 18. Идиоморфный кристалл титанита. Увелич. 50 николи—.

цвету различаются коричневые, желтые и редко бесцветные разновидности. Характерны для него сильная дисперсия оптических осей ($r > V$), небольшой угол оптических осей $+2V = 25^\circ$.

Попытка установить какое-нибудь оптическое различие между коричневыми, желтыми и бесцветными разновидностями не увенчалась успехом. Лишь удалось заметить, что с повышением количества титанита параллельно с роговой обманкой увеличивается и количество коричневой разновидности. Кроме того, мелкие кристаллы бывают бесцветны, тогда как крупные — коричневаты. Результат спектрального анализа титанита приведен в табл. 8.

Циркон является обычным для описываемых пород минералом, его бипирамидальные кристаллики размерами не больше 0,1 мм с характерными для этого минерала признаками попадаются во всех шлифах.

Рудный минерал в щелочных породах представлен магнетитом, титано-магнетитом и редко пиритом. По количеству они уступают лишь титаниту, но иногда преобладают над последним. Часто они окаймляются венцом роговой обманки и слюдоподобным агрегатом.

Кроме вышеперечисленных второстепенных минералов, в породе спорадически встречаются мелкие ксеноморфные зерна флюорита, мелкие бурые кристаллики ортита и первичного эпидота.

Таблица 8

	Si	Al	Mg	Fe	Mn	Ca	Ti	V	Zr
Титанит	мн.	есть	мало	мало	мало	мн.	мн.	мало	есть

	Nb	Ta	Sn	Yb	Yt	U	Th	Hf
Титанит	есть	есть	сл.	мало	мало	?	не обн.	мало

мн. — целые ‰, есть — десятые доли ‰, мало — сотые доли ‰,
сл. — тысячные доли ‰.

Спектральная лаборатория Армянского геологического управления

Постмагматические процессы в щелочных пегматоидных сиенитах выражены слабо и фиксированы в основном пертитизацией калинатрового полевого шпата. Мусковит, серицит, каолин и очень редко хлорит являются обычными вторичными минералами щелочных пород.

Количественно-минералогический состав лейкократовых пегматоидных щелочных сиенитов отражен в табл. 9.

Из этой таблицы видно, что главными породообразующими минералами являются полевые шпаты, причем калинатровый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом. Щелочность этих пород обусловлена не только преобладанием калинатрового полевого шпата над плагиоклазом, как это указывает М. А. Литвин, но и кислым составом плагиоклазов и щелочными амфиболами.

Количественно-минералогический состав щелочных пород

Таблица 9
(в проц.)

Минералы	Образец 127 Лейкократовый щелочн. сиенит		Образец 129 Мезократовый щелочный сиенит		Образец 134 Меланократовый щелочный сиенит		Образец 121 Меланократов. щелочный сиенит из эндоконт.	
	средн. содерж.	пределы колебан.	средн. содерж.	пределы колебан.	средн. содерж.	пределы колебан.	средн. содерж.	пределы колебан.
Полевой шпат	57,3	50—60	52,1	47—59	44,3	34—50	33,2	15—45
Плагииоклазы	22,3	20—22	24,1	20—27	28,85	21—35	32,87	30—35
Роговая обманка	8,6	1—9	9,5	7—12	16,1	12—22	9,3	6—12
Моноклинный пироксен	0,7	0,5—2	1,2	0,7—	1,4	0,3—4	11,2	4—21
Биотит	—	—	—	—	0,2	—	5,7	1,5—12
Нефелин	0,8	0,2—1	0,7	0,6—0,9	6,3	3—9	2,2	1,7—3,2
Акцессорные минералы	7,8	2—9	3,7	3—4,5	3,4	3—4	6,4	5—7
Продукты разложения	2,4	—	8,6	4—13	2	0—6	0,78	1,4—1,5

Микроскопическое изучение показывает, что минералогический состав крупнозернистых разновидностей щелочных сиенитов более постоянен (однороден), чем мезократовых среднезернистых и мелкозернистых разновидностей. Однако по качественному минералогическому составу они резко не отличаются; главное различие заключается в количественном соотношении.

2. Минералогическое отличие других разновидностей щелочных сиенитов от крупнозернистых

Калинатровый полевой шпат во всех разновидностях представлен микроклином и анортоклазом; везде он содержит пертитовые включения альбита или альбитолигоклаза, но пертитизация более интенсивна в лейкократовых разновидностях и в тех меланократовых мелкозернистых сиенитах, где содержание нефелина большое.

• Содержание калинатрового полевого шпата в породе постепенно уменьшается от лейкократовых крупнозернистых разновидностей к меланократовым мелкозернистым (табл. 9).

Плагиоклаз отличается как по составу, так и по количественному содержанию. С уменьшением количества калинатрового полевого шпата содержание плагиоклаза в породе увеличивается, и он становится сравнительно основным. Так, если мы в лейкократовых щелочных сиенитах имеем почти исключительно олигоклаз-андезин, то в меланократовых мелкозернистых сиенитах (обр. №№ 121, 134) имеем почти исключительно андезин (32—35).

Для щелочных пород района характерны следующие соотношения калинатрового полевого шпата и плагиоклаза (см. табл. 10).

Из этой таблицы видно, что соотношение калинатровых полевых шпатов и плагиоклазов в меланократовых мелкозернистых сиенитах приближается к таковым в типичных монитоитах. Общее содержание полевых шпатов во всех разновидностях почти постоянно и всегда больше 65%.

Роговая обманка в этих породах отличается как по составу, так и по количественному содержанию.

В первых двух типах она содержится, но в последнем со-

держание ее доходит в среднем до 16%, а в нескольких разновидностях составляет до 26% породы. В последнем случае она представлена исключительно щелочной разновидностью и здесь развивается по пироксену. Подобная картина наблюдается как на северном контакте, так и на южном, где большое развитие получают жильные нефелино-сиенитовые образования и породы содержат вторичный (постмагматический) нефелин.

Таблица 10

	Крупнозерн. лейкократ. щелочный сиенит	Среднезер. мезократ. щелочный сиенит	Мелкозер- нист. мезо- кратовые	Мелкозерн. меланократ.
Соотношения (or:pl)	or:pl= =2,5:1	or:pl= =2,1:1	or:pl= =1,3:1	pr:pl= =1:1
Сумма полевых шпатов	77%	76%	78%	66%

Пироксен в лейкократовых разностях представлен в незначительном количестве, обычно не превышающем 1%. В меланократовых мелкозернистых разностях его содержание в среднем доходит до 11%, а в исключительных случаях — до 21%.

Биотит в лейкократовых разностях полностью отсутствует, а в меланократовых его содержание редко доходит до 5%.

Следует отметить, что биотит имеет сравнительно широкое развитие в приконтактных зонах интрузии с вмещающими ее вулканогенными породами и с ксенолитами их.

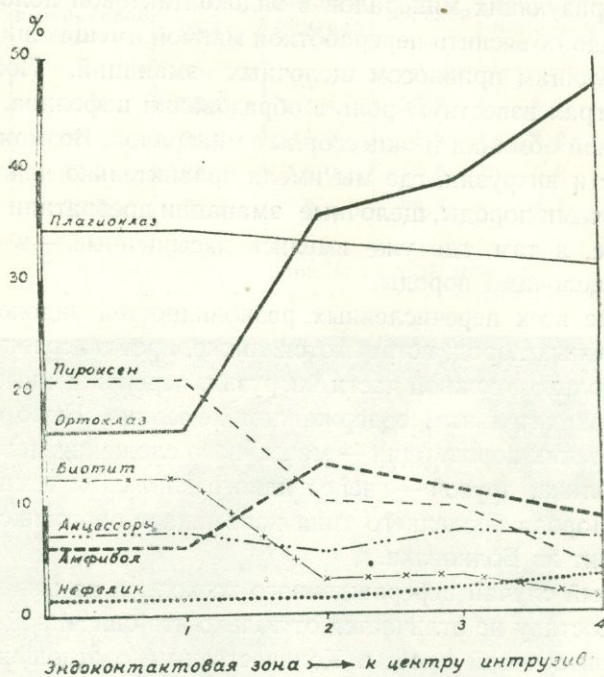
3. Эндоконтактные разности щелочных сиенитов

На южном участке в контакте интрузии с метаморфической толщей наблюдается следующая картина изменения количественного соотношения породообразующих минералов меланократовых сиенитов (фиг. 19).

От эндоконтакта к центру интрузии довольно резко увеличивается количество калинатрового полевого шпата, достигающего от 15,2% (в обр. 1) до 45,4% (в обр. 4, расстояние между пунктами взятия образцов 50 м). Содержание плагиоклаза в породе остается почти постоянным, уменьшаясь от эндоконтакта к центру на 3—4%; плагиоклаз меняется также в составе от андезина вблизи контакта к альбитолигоклазу к центру интрузии.

зии. Изменений состава каликатрового полевого шпата не обнаружено.

Из цветных минералов содержание пироксена и биотита резко падает к центру интрузии, а амфибола поднимается до 12% в средней части исследованной полосы и затем понижается до 8%. В эндоконтактной полосе содержание амфибола обратно пропорционально содержанию пироксена.



Фиг. 19. Изменения количественно-минералогического состава от эндоконтакта к центру интрузии.

Содержание биотита от контакта к центру интрузии резко падает, доходя до 1,4% в обр. № 4, тогда как непосредственно у контакта оно составляет до 13% породы.

Содержание нефелина повышается от контакта к центру эндоконтактной полосы, но кривая не имеет резко выраженной формы и почти горизонтально проходит до обр. № 3 (150 м от контакта) и в обр. № 4 повышается всего на 1%.

Кривая содержания акцессорных минералов имеет зигзагообразную форму. Она падает с понижением количества пироксена и биотита и повышается с увеличением количества калинатрового полевого шпата, амфибола и нефелина.

Таким образом, меланократовые разности мы рассматриваем как эндоконтактовые фации интрузии.

Вышеописанные изменения количественного соотношения породообразующих минералов в эндоконтактной полосе, очевидно, надо объяснить переработкой магмой вмещающих пород и последующим привносом щелочных эманаций. Последний фактор играл известную роль в образовании нефелина, щелочной роговой обманки и акцессорных минералов. Возможно, что в той части интрузии, где мы имели сравнительно ненасыщенные щелочами породы, щелочные эманации превратили их в насыщенные, а там, где уже имелись насыщенные, — в пересыщенные щелочами породы.

Кроме всех перечисленных разновидностей эндоконтактных щелочных пород, встречаются также, правда, сравнительно редко и только в южной части интрузии, перерожденные ксенолиты со значительным содержанием нефелина. Было изучено два типа таких пород, один — массивного сложения меланократового облика, другой — гнейсовидного сложения темносерого облика. Порода последнего типа напоминает ороговикованный мариуполит из Волновахи.

Первый случай перерожденного ксенолита по минералогическому составу не отличается от только что описанной породы из эндоконтактной полосы. Количественное соотношение слагающих перерожденный ксенолит минералов приведено в табл. 11.

Из приведенной таблицы видно, что минералогический состав перерожденных ксенолитов довольно непостоянен, даже в одном и том же образце. Подобное явление, очевидно, вызвано неравномерным пропитыванием растворов в зависимости от текстуры ксенолитов.

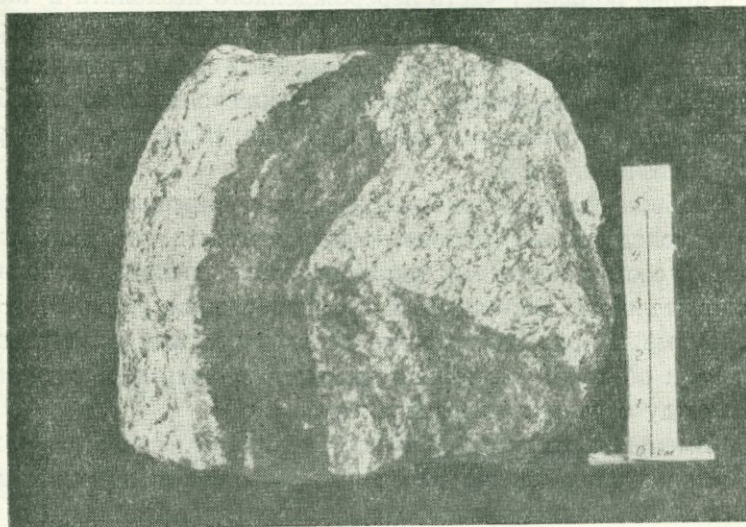
Второй случай. Гнейсовидный перерожденный ксенолит, как отмечалось выше, в виде отдельных полос широтного простирания распространяется в породах эндоконтактной полосы и в поле выделяется более темной окраской и сланцеватостью.

Сланцеватость в этих породах так сильно выражена, что не оставляет сомнений в их принадлежности к метаморфической толще. Макроскопически видно, что эманации проникали в ксенолиты по плоскостям сланцеватости, которая еще сохранилась (фиг. 20).

Таблица 17

№№ обр.	Калина- тро- вый полевой шпат	Плаггио- клаз	Роговая обманка	Нефелин	Второстеп. минералы*	Продук- ты раз- ложения
123 ¹	36,3	33,2	3,4	23,2	5,2	—
123 ²	52,4	20,2	15,3	1,2	7,2	3,2
123 ³	52,6	29,2	6,0	6,0	5,2	0,7
123 ⁴	34,3	34,1	3,4	23,3	4,1	0,8

* Сфен, апатит, циркон, рудный минерал.



Фиг. 20. Перерожденный ксенолит (в середине реликт).

Первоначальный состав ксенолита сохранился только между плоскостями сланцеватости, чередующимися полосами светлого, полностью перерожденного ксенолита.

Минералогический состав этих пород приведен в нижеследующей таблице (табл. 12).

Из таблицы видно, что второстепенные минералы составляют значительную долю породы. Они представлены титани-

Таблица 12

№ обр.	Калина- тродый шпат	Плагно- клаз	Роговая обманка	Пирок- сен	Биотит	Нефелин	Второ- степ. минера- лы	Продук- ты разл.
122 ¹	47,4	41,1	1,9	—	—	2,6	7,1	—
122 ³	42,34	33,3	9,6	—	—	9,6	6,2	1,3
122 ⁴	39,3	23,6	25,9	2,4	—	—	8,8	—

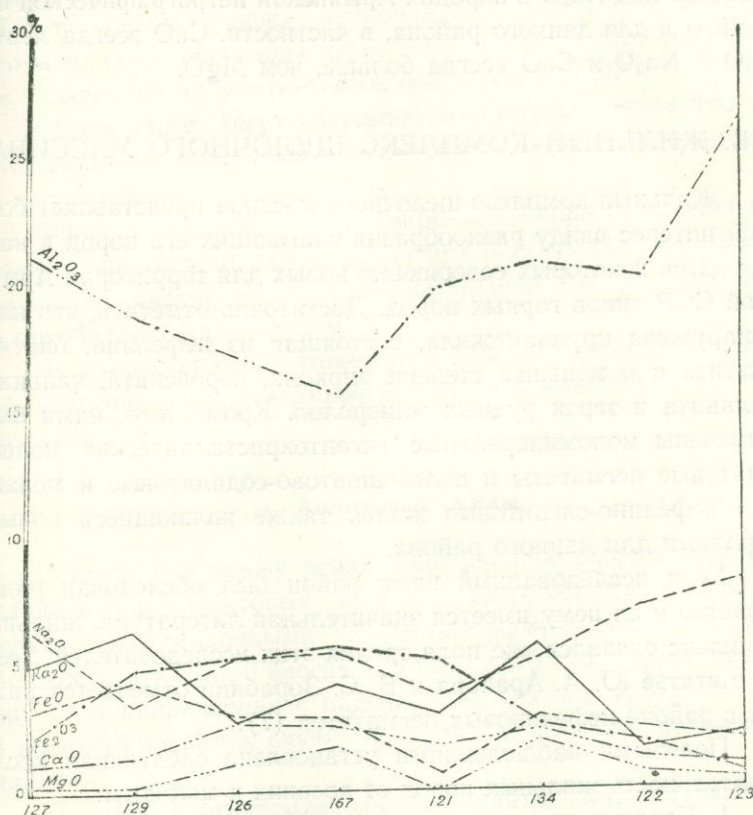
том, апатитом и рудным минералом. Незакономерное количественное соотношение остальных минералов объясняется тем, что в шлиф попадает часть перерожденного ксенолита и часть неизмененного, но так как трудно произвести подсчет минералов в отдельности, то мы вынуждены были подсчитать их суммарно. Кроме приведенных в таблице минералов, в породе были встречены и отдельные зерна содалита, содержание которого не превышает 0,5%.

Обобщая данные минералогического описания щелочных пород исследованного района, можно отметить, что минералогический состав различных типов щелочных сиенитов отличается значительным постоянством и однообразием (табл. 9). Наблюдаемые в поле постепенные переходы между различными породами обусловлены изменением количественных соотношений между отдельными минералами.

Изменения эти настолько постепенны, что зачастую даже под микроскопом трудно определить породу без дополнительного количественного минералогического анализа. Исходя из этого, мы вынуждены были широко воспользоваться методом количественного минералогического анализа. С целью получения среднего минералогического состава для каждого подсчета бралось среднее из частных подсчетов по 15—20 шлифам, взятым из нескольких аналогичных образцов.

4. Химическая характеристика щелочных сиенитов

По щелочным сиенитам было выполнено восемь химических анализов, взятых из всех тех разновидностей, которые были подвергнуты детальному исследованию, с приведением количественного минералогического анализа. Эти анализы, конечно, не могут в достаточной мере представить все разнообразие пород щелочных сиенитов, но, тем не менее, они в общих чертах характеризуют интрузию щелочных сиенитов.



Фиг. 21. Вариационная диаграмма хим. состава различных типов щелочных сиенитов.

Как видно из табл. 26 и вариационной диаграммы (фиг. 21), химический состав различных типов щелочных сиенитов обнаруживает значительное сходство.

Так, все анализы на диаграмме А. Н. Заварицкого ложатся довольно близко друг от друга в интервалах для $a = 16-22$; $c = 3,9-4,9$; $b = 1-9$; $s = 69-71$.

Сумма щелочей, за исключением двух разновидностей, всегда больше 10%. При этом соотношения $Na_2O : K_2O$ колеблются от $Na_2O = K_2O$ до явного преобладания K_2O над Na_2O и наоборот. Следовательно, в щелочных сиенитах отмечается непостоянство соотношения K_2O и Na_2O , тем самым отрицаются выводы Гинзберга, Грушевого и др. о постоянном преобладании K_2O над Na_2O в породах Армянской петрографической провинции и для данного района, в частности. CaO всегда меньше $K_2O + Na_2O$ и CaO всегда больше, чем MgO .

В. ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Жильный комплекс щелочного массива представляет большой интерес ввиду разнообразия слагающих его пород и наличия здесь некоторых совершенно новых для территории Армянской ССР типов горных пород. Достаточно отметить, что нами обнаружена крупная жила, состоящая из нефелина, биотита, апатита и в меньшей степени циркона, перовскита, кальцита, меланита и зерен рудных минералов. Кроме того, нами были встречены мономинеральные гигантокристаллические полевошпатовые пегматиты и полевошпатово-содалитовые и меланитово-нефелино-сиенитовые жилы, также являющиеся новыми породами для данного района.

Хотя исследованный нами район был обследован рядом геологов и по нему имеется значительная литература, жильный комплекс оказался вне поля зрения этих исследователей. Только в статье Ю. А. Арапова и В. С. Зорабяна отмечается наличие в районе нефелиновых пегматитов (7).

Полевыми наблюдениями установлена следующая последовательность жильных пород от древних к молодым:

1. Кварц-полевошпатовые пегматиты.
2. Аплитовые жилы.
3. Щелочные полевошпатовые жилы (или же сиенитовые пегматиты).
4. Фельдшпатоидные жилы.

Кроме того, в интрузии были встречены жилы арагонита, возрастные взаимоотношения которых, вследствие отсутствия взаимных пересечений, не установлены.

1. Кварц-полевошпатовые пегматиты

В исследованном районе имеют незначительное развитие. Они встречаются, в основном, вблизи контакта интрузии с вмещающими породами метаморфической толщи (район разв. с. Тегут) и представлены маломощными, часто неправильной формы жилами; простираются они почти в широтном направлении, с падением на северо-восток под углом $20-30^\circ$.

У развалин с. Тегут кварц-полевошпатовые пегматиты секутся аплитовыми жилами, а последние — нефелино-сиенитовыми пегматитами.

Минералогический состав кварц-полевошпатовых жил несложен; они состоят почти исключительно из розового калий-натрового полевого шпата и кварца, причем полевой шпат резко преобладает над кварцем.

Из второстепенных минералов в незначительном количестве встречаются апатит, циркон и рудный минерал. Структура пегматитовая.

2. Аплитовые жилы

Встречаются также редко. Они распространены исключительно в приконтактных полосах интрузии с вмещающими вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами. Мощность этих жил иногда достигает до 0,4 м. Простираются они в СЗ направлении с падением на СВ под углом $20-35^\circ$. В поле наблюдаются случаи пересечения этих жил полевошпатовыми.

По минералогическому составу аплиты соответствуют лейкократовым кварцевым сиенитам и, в отличие от полевошпатовых пегматитов, характеризуются довольно сложным минералогическим составом.

3. Полевошпатовые пегматиты

Имеют широкое распространение в щелочных лейкократовых сиенитах и сравнительно меньшее в сиенито-диоритах. Простираются они в ЮВ направлении с падением на ЮЗ под углом $70-80^\circ$. Мощность полевошпатовых жил колеблется в широких пределах — от 0,10 до 4—4,5 м. Преобладающая часть их имеет мощность 0,30—0,50 м. Мощность жил выдерживается на довольно большом расстоянии, и очень часто жила не то что выклинивается, а обрывается. По крупности зерен слагающих минералов, по минералогическому составу и постмагматическим изменениям среди полевошпатовых пегматитов можно выделить:

а) гигантокристаллические мономинеральные анортоклазиты,

б) гигантокристаллические турмалиновые сильно измененные полевошпатовые пегматиты,

в) крупнокристаллические мусковитизированные полевошпатовые пегматиты,

г) среднезернистые мусковитизированные полевошпатовые пегматиты,

д) мелкозернистые мусковитизированные корундовые полевошпатовые пегматиты.

а) **Гигантокристаллические мономинеральные анортоклазиты** в виде мощных даек в районе г. Кармир-кар пересекают щелочные лейкократовые сиениты. Здесь же четко видно, как окремненная катакластическая дайка сечется полевошпатовыми (фиг. 22, жилы №№ 1, 2). Мощность одной из этих даек достигает до 4,5 м; прослеживается она на расстоянии 55 м.

Размеры прекрасно развитых кристаллов полевого шпата доходят до 0,25 м в длину (фиг. 23). В пустотах породы были обнаружены друзы кварца (аметиста).

Макроскопически в анортоклазе прекрасно видны пертитовые полоски альбита, альбит-олигоклаза, ширина которых иногда доходит до 0,5 мм.

Анортоклаз зеленоватого оттенка, почти прозрачный, но по краям жилы имеется розоватый анортоклаз. Оптические константы, определенные в ориентировочном образце, следующие:

$N_g = 1,526$; $2V = 53$ (среднее из 12 замеров).

$N_p = 1,520$; средние координаты $\perp (001)$.

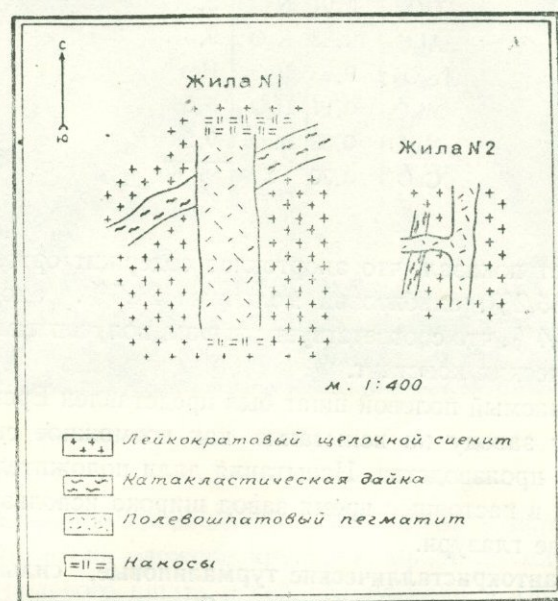
% плагиоклазовых частиц

(по Белянкину) 20

$N_g = 88,1$

$N_m = 11,9$

$N_p = 82,5$



Фиг. 22.

На основании этих данных описываемый минерал должен быть отнесен к анортоклазу с незначительной примесью альбитовой молекулы. Тщательно отобранный под бинокулярной лупой с дальнейшим контролем под микроскопом образец был проанализирован в химической лаборатории Института геологических наук Академии наук Армянской ССР аналитиком Э. А. Кюрегян и дал следующие результаты (табл. 13):

Точный пересчет химического состава анортоклаза на составляющие его минеральные молекулы был затруднен тем, что он оказался не совсем чистым. Даже прозрачные куски под микроскопом оказались помутненным каолиноподобным веществом с

желтоватым, буроватым и черным оттенками. Тем не менее, мы отнесли весь калий к ортоклазовой, весь натрий к альбитовой и весь кальций к анортитовой молекулам.

Таблица 13

SiO ₂	65,84	BaO	Нет
TiO ₂	0,01	Na ₂ O	2,54
Al ₂ O ₃	19,88	K ₂ O	9,34
Fe ₂ O ₃	0,93	P ₂ O ₅	Нет
MnO	0,01	H ₂ O	0,06
MgO	0,38	п.п.п.	0,28
CaO	0,30	Σ	99,60

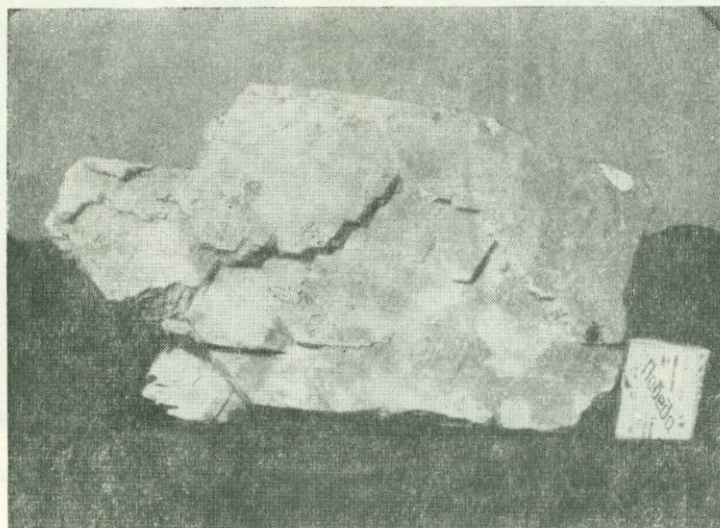
Пересчет показал, что анортотлаз содержит ортоклазовой молекулы 55,2%, альбитовой молекулы 21,5%, анортитовой молекулы 1,4%, что соответствует цифрам, полученным на основании оптических констант.

Описываемый полевой шпат был представлен Ереванскому фарфоровому заводу на испытание как возможное сырье для фарфорового производства. Испытания дали положительные результаты, и в настоящее время завод широко использует его в производстве глазури.

б) Гигантокристаллические турмалиновые, сильно измененные полевошпатовые пегматиты. Этот тип пегматита нами был встречен только на одном участке района, на юго-западном склоне г. Кармир-кар, среди мезократовых среднезернистых щелочных сиенитов. Пегматитовая жила простирается в северном направлении с падением на запад под углом 50—55° и прослеживается на 12 м. Мощность жилы доходит до 4 м. Здесь, на небольшом холмике, встречаются четыре различные по составу и структуре жилы: гигантокристаллические турмалиновые, среднезернистые турмалиновые, содалитополевошпатовые и окремненные катакластические жилы. Взаимоотношения этих образований следующие: окремненные катакластические дайки пересекаются гигантокристаллическими турмалиновыми породами.

В силу отсутствия взаимных пересечений возрастное взаимоотношение содалитовых и турмалиновых жил осталось не-

выясненным. Но можно предполагать более молодой возраст содалитовых жил, параллелизирующих с нефелино-сиенитовыми.

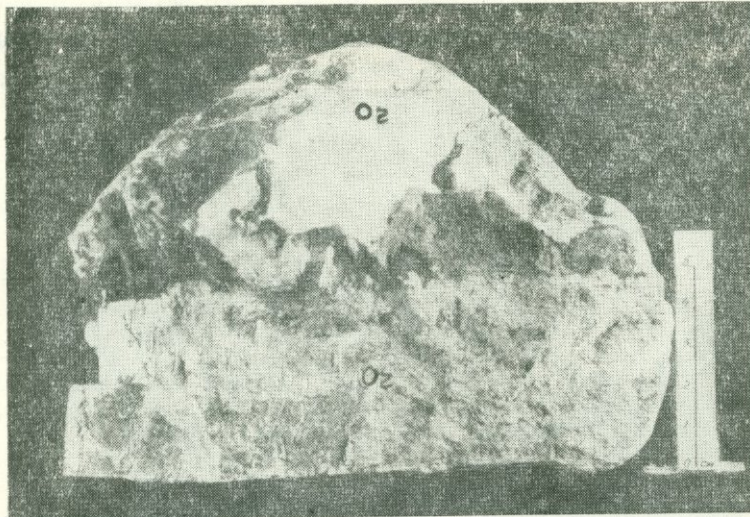


Фиг. 23. Крупный кристалл полевого шпата.

Турмалино-полевошпатовая жила имеет зональное строение; в центре она сложена крупными кристаллами кирпичнокрасного полевого шпата и черного турмалина (шерла), превращенного в грубый порошок (фиг. 24). К периферии жилы размеры зерен уменьшаются, и непосредственно у зальбанда порода становится среднезернистой.

Полевой шпат сильно изменен и превращен в серицитомусковитовый, светложелтый, жирный на ощупь агрегат. На свежих зернах полевой шпат определен как анортотлаз-пертит.

Такое сильное изменение гигантокристаллического турмалин-полевошпатового пегматита, очевидно, можно объяснить постмагматическими процессами. Небезинтересно отметить, что другие полевошпатовые пегматиты того же участка и того же возраста не подверглись такому разлагающему воздействию термальных растворов, какому подвергся описываемый гигантокристаллический полевошпатовый пегматит.



Фиг. 24. Турмалиновый пегматит, розовый полевой шпат (02) снизу, черный турмалин, светлый полевой шпат (02) сверху.

Можно полагать, что степень гидротермального изменения одновозрастных и одинаковых по составу пород при равных условиях во многом зависит от их структуры. Крупнокристаллические породы более легко поддаются изменению, нежели среднезернистые или мелкозернистые. Растворам легче проникнуть через плоскости срастания или соприкосновения крупных зерен, чем по плотным, часто спаянным плоскостям зерен мелкозернистых пород.

4. Фельдшпатоидные сиенитовые пегматиты

В исследованном районе пользуются широким развитием. Как видно из геологической карты, они встречаются как среди меланократовых, мезократовых и лейкократовых щелочных сиенитов, так и среди сиенито-диоритов, габбро и габбро-диоритов. Наибольшее развитие они имеют в южной части планшета, в приконтактной полосе меланократовых щелочных сиенитов с метаморфической толщей.

Вторая довольно хорошо выраженная полоса распространения нефелино-сиенитовых пегматитов тяготеет к северному контакту интрузии с вулканогенно-осадочной толщей. Приуроченность нефелино-сиенитовых пегматитов к приконтактовым полосам интрузии отмечена и Ю. А. Араповым и В. Г. Зорабяном (7), однако причину этого они искали в ассимиляции интрузией вмещающих метаморфических и вулканогенно-осадочных пород. На наш взгляд, приуроченность нефелино-сиенитовых пегматитов к приконтактовым полосам интрузии обусловлена тектоническим фактором. Как видно из геологической карты, две основные зоны разломов проходят как раз по приконтактовой полосе, и к ним приурочена подавляющая часть жильных образований района, в том числе и нефелино-сиенитовые пегматиты.

Простираание описываемых пегматитов в основном широтное, но имеются и жилы северо-восточного, северо-западного и меридионального простираания. Падение жил в основном пологое, однако встречаются и крутопадающие, с углом до 70° .

По времени внедрения нефелино-сиенитовые пегматиты являются поздними образованиями магмы, предшествующими лишь рудным образованиям (фиг. 25). Такое предположение увязывается с фактом наличия сульфидных минералов позднейшей генерации среди полевошпатовых пегматитов, являющихся предшественниками нефелино-сиенитовых тел.

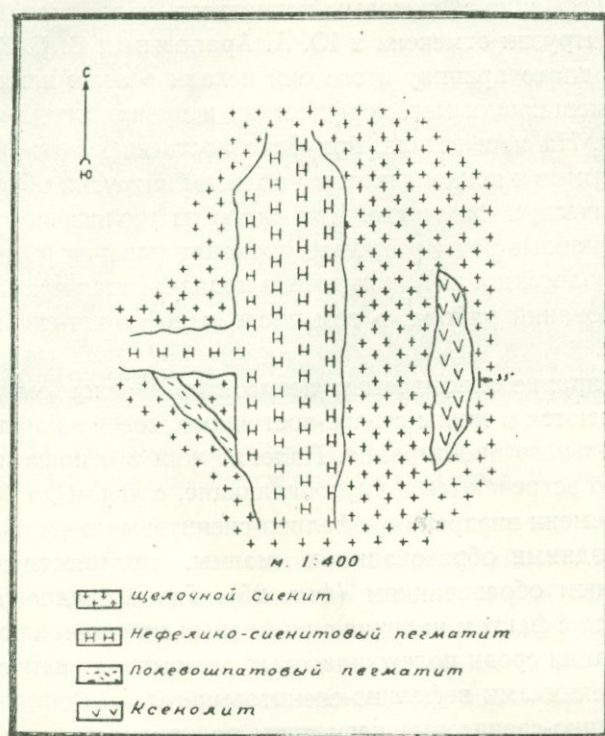
Нефелино-сиенитовые пегматиты по крупности зерен слагающих их минералов делятся на три основные группы:

- а) крупнозернистые (размер зерен в среднем 1—5 см),
- б) среднезернистые (размер зерен в среднем 0,5—1 см),
- в) аплитовидные (размер зерен в среднем 0,1—0,5 см).

Эти разновидности встречаются как в виде отдельных полосок в зональных жилах, так и в виде отдельных обособленных жильных тел.

Хотя жилы, сложенные разными по крупности породами, иногда встречаются совместно, но чаще они сосредоточены отдельными группами, причем жилы, сложенные мелкими и среднезернистыми породами, занимают сравнительно высокое гипсометрическое положение. В районе развалин с. Тегут встречены крупнокристаллические жилы, расположенные на высотных

отметках в среднем 600 м, а на перевальном участке дороги Шванидзор—Астазур — только мелко- и среднезернистые, которые расположены на высоте около 820 м.



Фиг. 25.

Описываемые фельдшпатоидно-сиенитовые пегматиты различаются между собой также по минералогическому составу.

Установлены пока следующие их разновидности:

- а) содалито-полевошпатовые пегматиты,
- б) содалитово-нефелиново-сиенитовые пегматиты,
- в) канкринитово-нефелиново-сиенитовые пегматиты,
- г) меланитово-нефелино-сиенитовые пегматиты,
- д) флюоритово-нефелино-сиенитовые пегматиты,
- е) биотито-апатитово-нефелино-сиенитовые пегматиты.

При более детальном изучении жильных фельдшпатоидных пород возможно установить и ряд промежуточных типов, как,

например, содалито-канкринито-нефелиново-сиенитовые пегматиты или же содалито-меланито-нефелиново-сиенитовые пегматиты и др.

Преобладающая часть нефелино-сиенитовых пегматитов имеет зональное строение. От зальбандов к центру этих пегматитов удается различить следующие зоны: а) аплитовая, б) графическая, в) пегматоидная, г) полевошпатовая, нефелиновая или меланитовая.

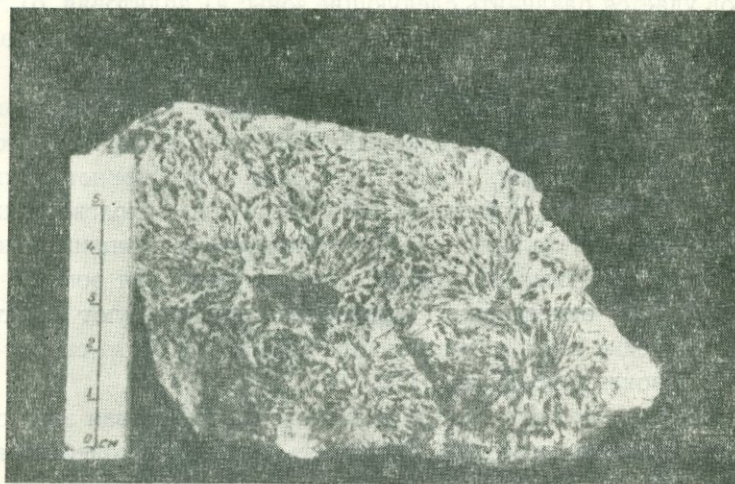
Контакт аплитовой зоны с вмещающими породами довольно резкий, но чаще зазубренный. Пегматит, в случае присутствия этой зоны вдоль контакта, сложен мелкозернистой аплитовидной породой, состоящей из калинатрового полевого шпата, плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз) и незначительного количества цветных минералов (биотит, щелочная роговая обманка); из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, редко сфен и рудные минералы. Мощность сиенит-аплитовой зоны доходит до 0,2 м.

В направлении к центру жилы сиенит-аплитовая зона сменяется нефелин-аплитовой. Мощность последней колеблется от долей сантиметра до 0,3 м. Нефелин-аплитовая зона сложена в основном нефелином и калинатровым полевым шпатом. Цветные минералы составляют около 2—3% породы. Акцессорные минералы те же, что и в сиенит-аплитах. Нередки случаи, когда сиенит-аплитовая зона почти отсутствует и нефелино-сиенитовая непосредственно контактирует с вмещающей породой; в особенности это имеет место в случае маломощных жил.

В направлении к центру жилы аплитовая зона сменяется графической, для которой характерно закономерное прорастание полевого шпата и нефелина. Мощность зоны доходит до 0,20 м. Закономерное прорастание нефелина и калинатрового полевого шпата хорошо наблюдается под микроскопом. Рассматривая же образцы этой зоны в свежем изломе, часто его трудно заметить в силу их почти одинаковой окраски. Но зато на выветрелых поверхностях, благодаря сравнительно более легкому разложению нефелина, отчетливо видны их структурные соотношения (фиг. 26).

Все упомянутые выше разновидности нефелино-сиенитовых пегматитов сходны между собой по качественному минера-

логическому составу, различаясь лишь по количественному соотношению слагающих минералов. Поэтому, во избежание повторений, мы их описываем вместе. Во всех разновидностях нефелино-сиенитовых пегматитов в том или ином количестве



Фиг. 26. Характерная поверхность выветривания. Темные—нефелин, светлые—полевоы шпат.

встречаются калинатовый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, щелочная роговая обманка, нефелин, содалит, канкринит, меланит; из акцессорных минералов — титанит, апатит и магнетит, титано-магнетит, циркон, флюорит, монацит, ортит; из вторичных минералов — мусковит, серицит, кальцит, каолин, цеолит и цеолитовое вещество.

Калинатовый полевой шпат почти всегда является преобладающим минералом и составляет от 25 до 50 % общей массы породы. В различных разновидностях он отличается по крупности сложенных им кристаллических зерен и содержанием пертитовых включений.

Триклинная ориентировка остается почти неизменной. Размеры зерен калинатовых полевых шпатов в исследуемых породах колеблются в широких пределах — от 0,1 до 5—7 см в длину. По степени идиоморфизма калинатовый полевой шпат

относится к последней стадии выделения породообразующих минералов нефелино-сиенитовых пегматитов; лишь нефелин по степени идиоморфизма уступает калинатровому полевоому шпату. Обычно калинатровый полевой шпат является пертитовым с полосчатым пятнистым или жилковатым характером пертитовых включений. Степень пертитизации и обусловленный ею морфологический характер включений различны даже в пределах одного и того же образца.

Интересно отметить, что пертитизация достигает наибольшей интенсивности там, где калинатровый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. В некоторых разновидностях нефелино-сиенитовых пегматитов (особенно, где нефелин составляет более 15% породы) вроски альбита составляют больше 50% площади зерен калинатрового шпата; в таких случаях включения альбита часто обособляются как хорошо образованные кристаллы с тонкой двойниковой штриховкой. Альбит часто образует в микроклине грубые жилы, тем самым придавая ему пятнистый характер. При преобладании же альбита микроклин образует разобщенные участки, отличающиеся пелитизацией и прекрасным дисперсионным эффектом.

Кроме пятнистого, волокнистого и жилкового пертита, нередко калинатровый полевой шпат и альбит образуют двойкилитовые сростания, вернее, микроклин-микропертит включает в себя дезориентированные зерна альбита без следов коррозии последних.

Антипертитовые сростки нами тоже встречались (фиг. 27), но лишь в нескольких образцах из приконтактной зоны щелочных пегматондных сиенитов с вулканогенно-осадочной и метаморфической толщами. При внимательном осмотре явлений пертитизации и антипертитизации можно заметить, что эти два противоположных процесса имеют единое происхождение, отличающееся лишь количеством альбита. В случае преобладания в пятнистом пертите альбита калинатровый полевой шпат разобщается островками и образуется антипертит.

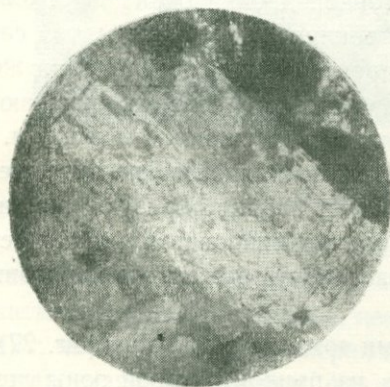
Нам представляется, что возможно образование пертитов при привносе извне щелочного, натрового раствора, который, будучи довольно активным и подвижным, диффундирует в

твердые кристаллы калинатрового полевого шпата, образуя в нем альбитовые вроски, т. е. образуя пертит замещения.

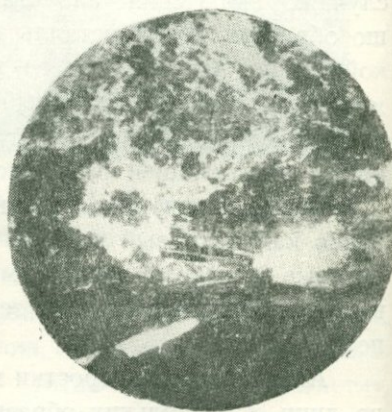
Что процесс пертитизации теснейшим образом связан с привнесом богатых натром растворов, видно из прямой зависимости количества нефелина от интенсивности пертитизации в нефелин-сиенитовых пегматитах.

Многочисленные измерения показывают принадлежность калинатрового полевого шпата к аноклазам с малым, умеренным и большим углами оптических осей. Чаще угол между $\perp$ (001) и Nm равен $11-12^\circ$ и только в трех случаях меньше 10° , но не доходит до 6° ; — $2V$ колеблется от 48 до 82° .

Калинатровый полевой шпат в графической зоне зональных нефелино-сиенитовых пегматитов представлен крупными зернами, превращенными по краям в мелкозернистый агрегат



Фиг. 27. Антипертит. Увелич. 50, николи +.



Фиг. 28. Шахматный альбит. Увелич. 50, николи +.

альбита. Он обычно не сдвойникован; отдельные зерна имеют микроклиновую решетку. Эти же зерна по перифериям не проявляют решетчатой структуры и переходят в альбит. Центральная часть микроклиновых зерен по сравнению с их краевыми частями больше пелитизирована. Иногда по калинатровому полево-му шпату развивается шахматный альбит (фиг. 28). Калинатровый полевой шпат, на основании оптических констант, оп-

ределен как микроклин для центральной части зерен и как анортоклаз для периферии.

Углы, образуемые осями оптической индикатриссы калинатрового полевого шпата, с полюсом спайности по $\perp$ (001), следующие: $PNg = 76^\circ$; $PNm = 18^\circ$; $PNp = 84^\circ$; угол оптических осей варьирует в пределах от 51° для периферии до 72° для центральной части зерен, причем очень часто даже для решетчатого микроклина — $2V$ опускается до 60° .

На стереографической проекции оптических индикатрисс калинатрового полевого шпата и нефелина графической зоны зональных пегматитов видно, что Np калинатрового полевого шпата и нефелина образуют угол около 15° , а ось C нефелина лежит в плоскости (010) и параллельна (001) калинатровому полевому шпату.

Постмагматические изменения в калинатровом полевом шпате выражены в основном пелитизацией и мусковитизацией.

Плагноклаз нефелино-сиенитовых пегматитов представлен альбитом, олигоклаз-альбитом и редко андезином (№ 30—32). Альбит образуют не только пертитовые и микропертитовые прорастания, но и самостоятельные идиоморфные зерна. Содержание плагноклаза в породе колеблется в широких пределах, от 15 до 45%, причем минимальное его содержание наблюдается в тех разновидностях, где суммарное количество полевых шпатов составляет около 40% породы, а нефелина почти столько же.

Забегая вперед, отметим, что максимальное содержание нефелина в этих породах не превышает 45%, а полевые шпаты почти всегда составляют 60% породы. Альбит в огромном большинстве микропертитовых вростков не обнаруживает двойникового строения. Обычно, кроме более высокого двупреломления и преломления, чем у калинатрового полевого шпата, в альбите можно проверить только величину угла оптических осей, который всегда оказывался положительным, но колебался в пределах от $+80$ до $+90^\circ$.

Олигоклаз с содержанием 15—22% анортитовой молекулы и углом оптических осей от 76 до 84° образует неправильные зерна и реже призматические пластинки.

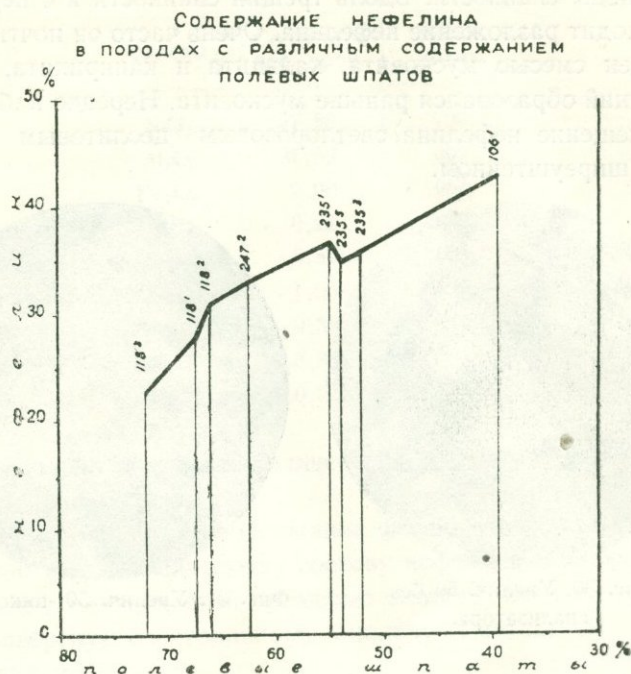
Андезин, как отмечалось выше, встречается редко. Пред-

ставлен он в виде неправильных четырехугольных и многоугольных зерен. Распределен в породе неравномерно; размеры его зерен различны, от 0,2—1,0 до 2—3 мм в длину. Полисинтетически сдвойникован и имеет слабо выраженную зональную структуру. Измерения на федоровском столике дают следующие результаты: $BNg = 76^\circ$; $BNm = 32^\circ$; $BNp = 62^\circ$. Закон карлсбадский. Плаггиоклаз отвечает андезину № 34. Он в общем свежий, но иногда края и небольшие участки внутри его кристаллов загрязнены вторичными продуктами (бурая пелитовая мусть, серицит, жилки цеолита, изредка кальцит). В большинстве случаев андезин частично или полностью замещен вторичным альбитом. Возможно, что в нефелино-сиенитовых пегматитах первичный плаггиоклаз был представлен кислым андезином и при привносе натровых растворов он сильно изменился, замещаясь альбитом.

Нефелин является одним из существенных породообразующих минералов нефелино-сиенитовых пегматитов, и по количеству он уступает лишь полевым шпатам. Содержание нефелина в породе колеблется от 20 до 45%, причем наблюдается определенная закономерность в соотношении количества полевых шпатов и нефелина, выражающаяся в следующем: максимальному содержанию нефелина (45%) соответствует 40% полевых шпатов; при повышении содержания полевых шпатов уменьшается количество нефелина. 24-процентному содержанию нефелина соответствуют 72% полевых шпатов. Для наглядности вышеперечисленные данные нанесены на диаграмму (фиг. 29). На оси абсцисс откладывается содержание полевого шпата, а на оси ординат — нефелина. Наши данные точно совпадают с данными Б. М. Куплетского (41).

На основании такого соотношения нефелина и полевых шпатов изучаемые нефелино-полевошпатовые пегматиты можно отнести к 1 группе пород по треугольной диаграмме Б. М. Куплетского.

Нефелин представлен в основном мясокрасными с жирным блеском зернами различной величины, которая колеблется от 0,1 до 5 см в длину. Сравнительно реже встречаются серые разновидности нефелина, которые также отличаются жирным блеском.

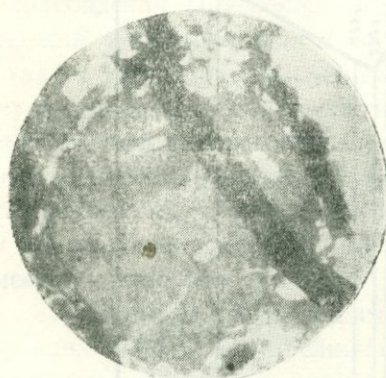


Фиг. 29.

Нефелин имеет то идиоморфные, то аллотриоморфные очертания и довольно богат включениями, среди которых обычно округлые или овальные включения полевого шпата (фиг. 30).

На основании степени идиоморфизма мы выделяем нефелины двух генераций. Первая генерация представлена идиоморфными кристаллами с ясной корродированностью по краям (фиг. 31). К этой же генерации надо отнести нефелин графической зоны зональных пегматитов, где он закономерно прорастает с каликатровым полевым шпатом. Нефелин второй генерации представлен аллотриоморфными зернами, заполняющими промежутки между зернами полевых шпатов и других минералов и включающими зерна почти всех минералов, в том числе и нефелина первой генерации.

В более крупных зернах нефелина почти всегда можно видеть следы спайности. Вдоль трещин спайности и с периферии происходит разложение нефелина. Очень часто он почти нацело замещен смесью мусковита, калыцита и канкринита, причем последний образовался раньше мусковита. Нередко наблюдается замещение нефелина светлорозовым цеолитовым агрегатом — шпреуштейном.



Фиг. 30. Увелич. 50 без анализатора.



Фиг. 31. Увелич. 50, николи +.

Нефелин вообще разложен сильнее полевого шпата, поэтому в шлифах выделяется довольно резко.

Многочисленные измерения оптических констант нефелина показывают, что он не отличается от типичных нефелинов. Редкие отклонения от одноосности чаще всего обусловлены толщиной препарата. Более надежной оптической константой для нефелина, очевидно, является показатель светопреломления. Измерения дали следующие результаты:

$$N_g = 1,533 \pm 002$$

$$N_p = 1,529 \pm 002$$

Тщательно отобранные зерна мясокрасного нефелина были проанализированы в химической лаборатории Института геологических наук Академии наук Армянской ССР. Результаты даны в табл. 14.

Несколько пониженное содержание щелочей против типичных образцов является следствием некоторой разрушенности переданного в анализ материала. Характерно для него присут-

Таблица 14

Окислы	Содерж. в вес. проц.	Молек. колич.
SiO ₂	47,86	798
Al ₂ O ₃	31,63	309
Fe ₂ O ₃	2,00	057
FeO	0,26	—
MgO	0,81	021
CaO	1,56	028
Na ₂ O	9,38	152
K ₂ O	3,88	041
P ₂ O ₅	0,2	001

ствие довольно большого количества калиофилитовой и анортитовой частиц.

Довольно большое содержание фосфора в анализе не следует относить к химическому составу нефелина, а скорее всего он связан с механической примесью апатита. Этот же минерал был подвергнут спектральному анализу. Результаты следующие (табл. 15):

Таблица 15*

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	V	Cu	Pb	Ga	Na
Розовый нефелин	оч. мн.	оч. мн.	мало	есть	есть	мало	мало	мало	сл.	мало	мало	оч. мн.

Как видно из приведенной таблицы, розовый нефелин содержит Ti, V, Cu, Pb, Ga, Mn, Mg и Fe.

Хотя Б. З. Буряновой (23) указывается независимость окраски нефелина от его химического состава, тем не менее мы

* Все спектральные анализы, приведенные в данной работе, произведены в спектр. лабор. АрмГУ С. Х. Маркосяном. Условные обозначения для всех анализов одинаковые: оч. мн.—десятки ‰, мн.—целые ‰, есть—десятые доли ‰, мало—сотые доли ‰, сл.—тысячные доли ‰.

попытались убедиться в этом и для сравнения дали на химический анализ серую разновидность нефелина (табл. 16). Оказалось, что она довольно сильно отличается по содержанию фермических элементов.

Особенно характерно содержание суммарного железа; его в розовом образце в 7,5 раза больше, чем в сером. В связи с меньшей разрушенностью, формула серого нефелина рассчитывается лучше.

Таблица 16

Окислы	Содерж. в вес. проц.	Молек. колич.
SiO ₂	43,50	724
TiO ₂	0,10	001
Al ₂ O ₃	35,24	345
Fe ₂ O ₃	0,30	—
FeO	—	004
CaO	1,85	033
Na ₂ O	12,87	207
K ₂ O	5,48	058

Весьма интересен и парагенезис нефелина разной окраски. Породы, содержащие много цветных минералов, содержат мясокрасный нефелин, тогда как серые нефелины встречаются исключительно в лейкократовых разностях. Кроме того, нефелин в жилах, прорезающих сиенито-диориты и основные породы, почти всегда представлен мясокрасной разностью.

Канкринит в нефелино-сиенитовых пегматитах встречается сравнительно редко, и его содержание в породе не превышает 10%. Цвет канкринитовых кристаллов меняется от желтого до розового, причем желтый оттенок характерен для зерен, примыкающих к содалитам, а розовый — к полевым шпатам.

Канкринит обычно окружает оторочкой нефелин; иногда вместе с альбитом и мусковитом его желтые зернистые образования слагают промежуточную массу между нефелином и полевым шпатом.

По оптическим константам описываемый канкринит отли-

чается большим показателем светопреломления и средним — двупреломления:

$$N_g = 1,522 - 1,52$$

$$N_p = 1,520 - 1,5$$

$$N_g - N_p = 018 - 020$$

Судя по показателям светопреломления и химическому составу, он должен быть отнесен к калийсодержащим канкринитам — давину.

Химический состав канкринита, приведенный в табл. 17, показывает, что он отличается высоким содержанием калия, кремнезема и глинозема, а содержание натрия резко понижено против нормативного. Можно полагать, что мы здесь имеем калийсодержащий сульфатный канкринит.

Таблица 17

Окислы	Сред. сод. в вес. проц.	Молек. колич.
SiO ₂	50,92	848
Al ₂ O ₃	38,85	382
CaO	0,15	004
K ₂ O	7,04	074
Na ₂ O	0,96	016
SO ₃	1,10	014
Cl	0,91	025

Канкринит, несомненно, образовался при позднемагматических процессах и раньше мусковита. Позднемагматический характер канкринита подтверждается и его выделением только в жильных породах.

Содалит, как и канкринит, встречается только в жильных породах щелочного комплекса исследованного района. Его содержание колеблется от 0,5 до 40—50% и в среднем составляет не больше 10%.

Нами в районе г. Кармир-кар была встречена одна жила, содержащая до 50% содалита и 50% полевого шпата. В этой биминеральной жиле отдельные участки почти сплошь состоят из содалита.

Содалит образует аллотриоморфные выполнения в промежутках между зернами полевого шпата и нефелина, и лишь редко у его зерен встречаются кристаллические грани. Нередко он в виде голубой оторочки окружает нефелиновые кристаллы, причем густая окраска, наблюдающаяся вблизи нефелина, к периферии постепенно бледнеет.

Кроме голубого содалита, встречается, правда редко, и почти бесцветный. Такие содалиты макроскопически не отличаются от окружающих светлых минералов, но хорошо видны под микроскопом.

Содалит в нефелино-сиенитовых пегматитах выделяется позже нефелина; возможно он образовался за счет нефелина, предшествуя канкриниту.

Отделенный под бинокулярной лупой минерал был проанализирован, и его состав приведен в табл. 18. К сожалению, анализируемый образец не удалось полностью освободить от продуктов разрушения, что и обуславливает пониженное содержание щелочей.

Таблица 18

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Cu	Ga	Be	Na
Содалит	оч. мн.	оч. мн.	есть	есть	мало	мало	сл.	мало	сл.	оч. мн.

В химизме содалита характерно, подобно нефелину, высокое содержание калия. Также характерно преимущественное содержание хлора. Сульфатный ион составляет не более 1% минерала. Спектральным анализом (табл. 19) установлено присутствие в содалите Ga, Be, Mg, Cu.

Выцветание содалита при температурах 300—400° было указано О. А. Воробьевой (25). Мегринский голубой содалит, нагретый при температуре 300—400°, превратился в белый минерал, полностью потеряв свою ярко-голубую окраску.

Меланит в породах Мегринского района описывается впервые. Он встречается почти исключительно в жильных разностях в виде изометрических, часто бесформенных кристаллов

Таблица 19

	Содерж. в вес. проц.	Мол. колич.	Содерж. в вес. проц.	Мол. колич.	Содерж. в вес. проц.	Мол. колич.	Содерж. в вес. проц.	Мол. колич.	Содерж. в вес. проц.	Мол. колич.
	1		2		3		4		5	
SiO ₂	39,58	659	40,08	668	36,69	611	37,14	618	38,46	641
Al ₂ O ₃	33,18	324	35,00	313	31,40	308	31,60	309	32,33	316
Fe ₂ O ₃	0,17	004	0,30	002	0,85	005	—	—	—	—
MnO	0,07	001	0,01	—	сл.	—	—	—	—	—
CaO	0,74	013	0,80	014	0,19	004	—	—	—	—
Na ₂ O	13,22	213	14,00	226	25,96	420	25,6	415	24,57	399
K ₂ O	3,88	041	3,03	032	0,23	002	—	—	—	—
S	0,91	029	0,93	032	0,38	076	—	—	—	—
Cl	4,86	014	6,3	178	5,64	128	7,31	207	6,01	175
H ₂ O	1,00	056	0,07	—	0,04	—	—	—	—	—
ппп.	2,01	—	1,17	—	0,30	—	—	—	—	—

1—2 — содалит мегринских пегматитов, 3 — по данным О. А. Воробьевой из книги Куплетского (44),
 4 — теоретический состав по Брюггеру и Бакстрому, 5 — по данным О. А. Воробьевой (44).

величиной от 0,6 до 6,5 см (фиг. 32). Меланит светлобурый, под микроскопом бурого до оранжевого цвета. В некоторых разностях содержание меланита доходит до 15%, что позволяет породу назвать меланитовой. Крупные кристаллы меланита



Фиг. 32. Меланито-нефелиновый пегматит. Черный—меланит.

включают в себя все минералы породы (полевошпат, циркон, нефелин, биотит и др.), что доказывает его образование в позднемагматической стадии.

Спектральным анализом, приведенным в табл. 20, установлено наличие в меланите Mg, Mn, Ti, V, Zr и Cu.

Таблица 20

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	* V	Zr	Cu
оч. мн.	мн.	есть	мн.	оч. мн.	есть	мало	мало	мало	есть

Цветные минералы в описываемых нефелино-сиенитовых пегматитах играют подчиненную роль и представлены исключительно биотитом и щелочной роговой обманкой, причем последняя встречается очень редко в виде мелких вытянутых призматических зерен с резким плеохроизмом в синих тонах.

Биотит также представлен вытянутыми зернами (возможно, псевдоморфозы по роговой обманке или эгирина?) и пластинками, заполняющими промежутки между зернами полевых шпатов и нефелина. В некоторых разновидностях его содержание доходит до 10—15%, что дает основание породе называть биотитовой. По своим оптическим константам описываемый биотит не отличается от обыкновенных. Он сравнительно свеж, лишь изредка по краям мусковитизирован. Спектральным анализом в биотите установлены следующие элементы (табл. 21):

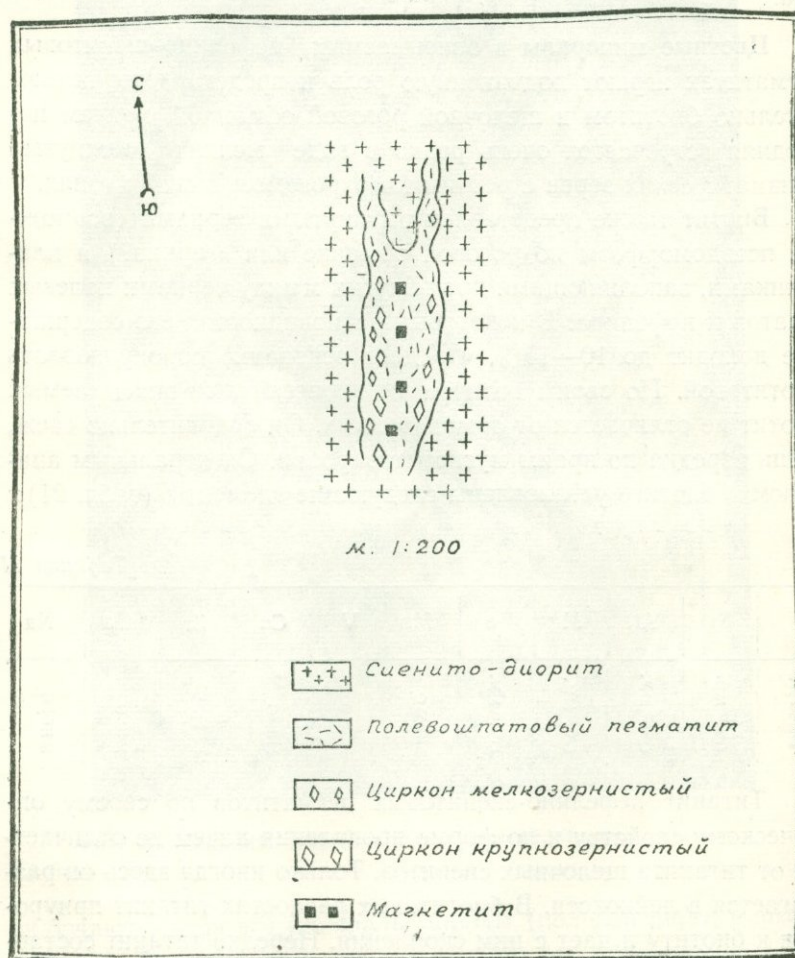
Таблица 21

	Si	Al	Mg	Fe	Mn	V	Cu	Zr	Ga	Na
Биотит	оч. мн.	оч. мн.	оч. мн.	оч. мн.	много	мало	мало	есть	мало	много

Титанит нефелино-сиенитовых пегматитов по своему оптическому свойству и по форме проявления ничем не отличается от титанита щелочных сиенитов. Только иногда здесь он разлагается в лейкоксен. В биотитовых разновидностях титанит приурочен к биотиту и дает с ним скопления. Нередко титанит составляет до 2% породы.

Циркон является весьма характерным минералом в нефе-

лино-сиенитовых пегматитах исследованного района, но количество и форма проявления его различны. Размеры зерен циркона колеблются от 0,05—0,08 до 0,6—0,8 мм, а иногда и более. В одной нефелино-сиенитовой жиле были обнаружены скопления циркона, достигающие до 15% породы. Здесь кристаллы циркона ориентированы по направлению простирания жилы и постепенно укрупняются от зальбанда к центру жилы (фиг. 33). В центральной части этой жилы вместе с цирконом встре-



Фиг. 33.

чаются совершенно идиоморфные кристаллы магнетита. Спектральный анализ двух разновидностей циркона, приведенный в табл. 22, показывает, что, во-первых, цирконы содержат Hf, Yb, Yt, во-вторых, розовые цирконы от коричневых отличаются содержанием Mg и Fe.

Таблица 22

	Si	Al	Mg	Fe	Zr	Hf	Yb	Yt	Th
Циркон розовый	оч.мн.	есть	мало	мало	оч.мн.	есть	мало	мало	есть?
Циркон коричневый	оч.мн.	сл.	нет	нет	мн.	есть	мало	мало	

Апатит в том или ином количестве встречается во всех разновидностях, кроме содалито-полевошпатовых. Представлен он короткопризматическими идиоморфными кристаллами различных размеров, от 0,1 до 0,4 мм. Нередко в одном и том же шлифе встречаются мелкие игольчатые разъединенные зерна и довольно крупные кристаллы, причем последние часто приурочены к цветным минералам и с рудными образуют совместные скопления, а первые дезориентированно рассеяны по всей площади шлифа. Очевидно, в нефелино-сиенитовых пегматитах Мегринского района имеются апатиты двух генераций. Вторая генерация позднемагматическая и связана с процессами альбитизации и пертитизации полевых шпатов.

Спектральным анализом (табл. 23) в апатите первой генерации установлено присутствие Zr, Mg, Fe, Mn, Si, первой — в сотых долях процента, остальные — в тысячных долях.

Таблица 23

	Si	Mg	Ca	Fe	Mn	Zr	U	Th	P
Апатит	сл.	сл.	мн.	сл.	сл.	мало	не обн.	не обн.	мн.

Флюорит заполняет небольшие уголки между другими минералами. Встречен во многих шлифах. Его содержание часто

доходит до 0,5% породы (обр. № 235). Различаются две разновидности флюорита — светлый и фиолетовый. Нередко эти разновидности встречаются совместно, даже в пределах одного зерна. Флюорит везде представлен ксеноморфными кристаллами, заполняющими промежутки и трещины минералов.

Спектральным анализом установлено присутствие в флюорите Si, Mg, Al, Fe, Mn, Ti, Nb, Yb, Yt; U и Th не обнаружены (табл. 24).

Таблица 24

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Nb	Tu	Yt	Yb
Флюорит фиолет.	есть	мало	мало	оч.мн.	сл.	сл.	сл.	нет	нет	мало	мало
Флюорит светл.	есть	мало	мало	оч.мн.	сл.	сл.	сл.	мало	?	есть	есть

Магнетит и титано-магнетит присутствуют в значительных количествах почти во всех шлифах, образуют неправильно изометричные зерна самого различного размера (до 0,5—1 мм, иногда 2—3 мм). Изредка встречаются совершенно идиоморфные довольно большие кристаллы магнетита. Магнетит в жилах породы охотно сростается с биотитом. Присутствие титано-магнетита установлено как в аншлифах, так и по попадающимся лейкоксеновым каймам. Очень часто кристаллы магнетита и титано-магнетита по краям превращены в желтоватый агрегат. Такие образцы в большинстве случаев являются радиоактивными. Возможно, что мы здесь имеем неизвестный для нас редкоземельный минерал, похожий на титано-магнетит.

Из других аксессуарных минералов в виде единичных зерен были встречены монацит, ортит и пирохлор.

Для характеристики химического состава мегринских фельдшпатоидных пегматитов мы располагаем 12 анализами, произведенными в химической лаборатории Института геологических наук Академии наук Армянской ССР (табл. 26).

Из этой таблицы видно, что сумма щелочей всегда больше 11; только в обр. № 240 она оказалась равной 8,6. Содержание

Na_2O , кроме одного случая, всегда больше K_2O . Содержание CaO всегда больше MgO и не превышает 3%. По основным числовым характеристикам А. Н. Заварицкого, наши перматиты соответствуют разным породам щелочных жильных образований. Так, например, обр. №№ 118, 104, 147, 424 с некоторым отклонением соответствуют лаурдалитам. Это отклонение ведет к ромбенпорфирам. Некоторые другие образцы соответствуют нефелиновым сиенитам, уртитам, лаурвикитам и др.

Для лучшей ориентировки в химизме пород исследованного нами участка в сводной табл. 26 приведены, по возможности, все имеющиеся на сегодня химические анализы типичных представителей интрузивных пород Мегринского района. В табл. 26 сведены также числовые характеристики этих анализов по акад. А. Н. Заварицкому.

Приведенная таблица наглядно показывает постепенное изменение химического состава пород от основных к кислым и щелочным.

У. О ПРОИСХОЖДЕНИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МЕГРИНСКОГО РАЙОНА

Исключительное разнообразие интрузивных пород Мегринского плутона, выражающееся в наличии здесь тесно связанных между собой магматических пород от ультраосновного ряда — оливиновых пироксенитов — до средних габбро-диоритов и сиенито-диоритов, а также до щелочных сиенитов, привлекало к себе внимание исследователей, и каждый из них пытался так или иначе понять это разнообразие. Большинство исследователей на первое место в части формирования разнообразия массива ставило неодновременность внедрения слагающих его пород, выделяя разные интрузивные фазы в составе массива. М. А. Литвин (78) предполагала их последовательное внедрение в застывающее магматическое тело, причем магма, внедрявшаяся во время этих фаз, получилась в результате дифференциации более глубокого и более крупного очага, примерно по схеме Боуэна, от основных пород к более кислым и щелочным. Мало отличен этот взгляд от более ранних высказываний

В. Г. Грушевого (29, 68, 71, 72), впрочем допускавшего, кроме дифференциации, которой, по его мнению, обязано появлением преобладающих разностей пород существование здесь также пород, образовавшихся в результате ассимиляции магмой вмещающих пород.

Полевые работы, проведенные нами, заставили нас отказаться от основного положения указанных авторов; по отношению района распространения щелочных пород мы не могли в поле найти примеров резких магматических контактов. Везде имели место постепенные переходы между различными породами массива, и это, в основном, противоречит разнофазности изученной нами интрузии сиенитов. Открытие щелочных фельдшпатовидных пород в крайнем восточном крыле массива значительно осложнило проблему расшифровки генезиса. К сожалению, ни В. Г. Грушевой, ни Литвин не знали об их существовании, Арапов же и Зорабян (7) не охватили строения всего массива в целом и могли судить о происхождении только небольшого известного им участка. Ими вполне справедливо замечено, что наиболее щелочные фельдшпатовидные породы связаны с местами наибольших концентраций летучих компонентов. Таким образом, ими в известной степени гипотеза Шенда была применена к конкретному шванидзорскому случаю.

Обращаясь теперь к изложению наших представлений на формирование массива, укажем с самого начала, что природа первоначально внедрившейся сюда магмы для нас совершенно не ясна; на всей территории массива нет однородных, незараженных посторонними не магматическими материалами участков; во всех буквально породах района находим то или иное количество чуждого, ассимилированного магмой материала. Во всяком случае, это была какая-то достаточно кислая и богатая щелочами магма; об этом говорят весь образовавшийся комплекс местных пород и их суммарный состав. Наибольшее значение в формировании пород, повидимому, имели процессы ассимиляции магмой различных вмещающих пород. Эти процессы, по крайней мере, мы видели в природе довольно отчетливо. В районе среди магматических пород встречаются в довольно больших количествах ксенолиты пород вулканогенно-осадочной толщи.

Нахождение огромного количества ксенолитов в исследованном участке свидетельствует о том, что в процессе внедрения интрузии отдельные глыбы вулканогенно-осадочной толщи были захвачены интродуцировавшей магмой и остались в ней в виде громадных ксенолитов, совершенно оторванных от окружающей толщи. Такие изолированные обломки иногда достигают значительной величины и имеют в поперечнике несколько сот метров; наиболее крупные из них показаны на прилагаемой карте. Во всех случаях ксенолиты эти в той или иной степени перерождены и окружены каймой более основных пород.

В исследованном районе замечательно сохранение ксенолитами своих очертаний, в то время как они совершенно изменены (перерождены). Однако по степени перерождения ксенолиты резко отличаются между собой. Изменение одних представлено незначительным расплавлением краевых частей; в центральных частях сохраняются первичный состав и структура, другие перерождены неполностью, а третьи совершенно изменены и в поле узнаются только по темным оттенкам на более светлом фоне интрузивных пород. Интенсивность изменения ксенолитов зависит от их нахождения в разных частях интрузии; к центру интрузии (как по вертикали, так и по горизонтали) она увеличивается.

Третья группа ксенолитов в поле трудно отличима от окружающих интрузивных пород, но микроскопическое изучение четко показывает их вторичный характер. У нас мало полезных данных о более глубокой магматической ассимиляции путем выплавления и расплавления ксенолитов ассимилирующей магмой, но минералогические и химические исследования пород данного участка показывают наличие и этого процесса, выраженного в основном скоплением апатита, титанита, кальцита, меланита, канкринита и ряда других минералов и отклонением химического состава пород от аналогичных одноименных типичных представителей.

Таким образом, во-первых, характер ксенолитов может указать на тип ассимиляции и, во-вторых, минералогический и химический состав пород и возрастающая интенсивность перерождения ксенолитов к центру интрузии свидетельствуют о

глубокой магматической ассимиляции пород кровли внедрившейся магмой.

Чрезвычайно характерно само расположение более основных меланократовых и более кислых и щелочных — лейкократовых разностей в массиве. По остаткам слоистости в ксенолитах, как было отмечено выше, нам удалось восстановить первоначальную структуру массива и наметить антиклинальную зону, проходящую по линии г. Буртин-Кар — Малев, и две зоны синклинальных погружений, как бы окаймляющих поднятие по линии высоты 1068 на юге и Бабагаджи — г. Каладаш на севере.

На синклинальных участках, как это видно уже и по карте, скопляется большое количество ксенолитов; в натуре их еще больше, так как картировать удалось только крупные ксенолитовые участки; мелкие же обломки, которые, вообще говоря, преобладают, картированию не поддаются. Здесь же интрузивные породы представлены более основными разностями.

На антиклинальных участках ксенолиты почти отсутствуют, и здесь развиты более кислые породы — лейкократовые и щелочные сиениты.

Громадную роль в формировании разнообразия магматических пород играл состав ассимилированного магмой материала, который менялся в весьма широких пределах от кислых песчанистых пород (кварцит девона) через разные порфириды, их туфы, туфобрекчии, диабазовые породы, анфиболитовые и разные сланцы, до известняков, доломитов и др. карбонатных пород.

В районе г. Каладаш нами встречен ксенолит известняка из вулканогенной толщи, который сильно изменен — скарнирован, главным образом в призальбандовых частях. Любопытно, что вокруг этого небольшого тела (25×45 м) развиваются оливиновые пироксениты, причем кайма последних шириной примерно 100—130 м вскоре переходит в габбро-пироксениты и далее в габбро-диориты.

Далее, во многих местах района установлена кайма габбро-диоритов, диоритов и сиенито-диоритов вокруг ксенолитов порфирита из вулканогенной толщи. Эту картину можно наблюдать лучше всего в долине р. Малев от окраины с. Алидара

до самого верховья реки. В ущелье небольшого последнего левого притока р. Малев, около 500 м к северо-востоку от родника (что на северной окраине с. Алидара), наблюдается следующая картина: огромный ксенолит порфирита, по южному краю зальбанда превращенный в диорит, переходит в стороны в сиенито-диорит, а последний через меланократовую разность переходит в мезократовый щелочный сиенит. На северной периферии того же ксенолита (ксенолит имеет около 500 м ширины) встречены сиенито-диоритовые, переходящие через мезократовые разности щелочных сиенитов в лейкократовые. Различное поведение ксенолита на разных участках связываем мы с положением крыла антиклинали.

Далее, на северном крыле антиклинали, примерно в 1500 м к юго-западу от коч. Тос, в ущ. р. Малев, вокруг ксенолитопорфирового состава развиваются габбро и габбро-диориты.

Примером своеобразных пород, происшедших в результате перерождения вмещающих пород — древних гранитов и пр., — под действием молодой магмы, являются, на наш взгляд, выходящие вне нашего района, в водораздельной части Зангезурского хребта, порфиоровидные граниты; они слагают вытянутое в меридиональном направлении эллипсоидальное тело и прослеживаются от верховьев г. Саак-кар на севере до верховьев р. Буга-кяр на юге. От центральной части тела, соответствующего водоразделу хребта к перифериям, соответствующим склонам хребта, порфиоровидные крупнокристаллические граниты во многих местах постепенно переходят в среднезернистые порфиоровидные гранодиориты, а последние — в равномерно-зернистые, среднезернистые породы сравнительно основного состава. Центральная часть тела порфиоровидных гранитов соответствует антиклинальной части Каджаранского антиклинория, а периферия — к ее крыльям, переходящим в синклинальные прогибы, заполненные монцонитами и более основными породами. Образование полевошпатовых вкрапленников в порфиоровидных гранитах, на наш взгляд (3), в принципе сводится к следующему.

Порфиоровидная структура развивалась на участках гранитового массива, богатых включениями вмещающих пород; при погружении этих включений в граниты происходило частичное

их растворение и инфильтрация в ксенолиты щелочных и кремнекислых растворов, сопровождающиеся образованием порфиробластов анортклаза и гранитизацией включений.

Богатство самих порфировидных гранитов в основной массе биотитом, апатитом и другими минералами указывает на процесс контаминации, причину которой, очевидно, следует искать в породах кровли, ассимилированных гранитом. В результате этой ассимиляции боковых пород магмой, повидимому, было нарушено физико-химическое равновесие последней. Это способствовало появлению некоторой неоднородности в граните, как в его структуре, так и минералогическом и химическом составах. Подобное нарушение равновесия, вероятно, вызвало перемещение отдельных наиболее подвижных в магме компонентов — калия натрия и кремнезема — и привело к появлению порфиробластов анортклаза и возникновению своеобразной порфировидной структуры.

Наиболее сложно представить себе формирование щелочных пород. Попробуем суммировать ниже все особенности залегания и состава мегринских щелочных интрузивных и жильных фельдшпатоидных пород.

1. Крайне характерно тектоническое положение района щелочных пород — это место изгиба свода антиклинали с многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного направления и интенсивности.

2. Щелочные породы принадлежат интрузии в целом сиенито-диоритового состава и являются продуктом единого магматического акта. Переходы между породами, входящими в состав интрузии, совершенно постепенные.

3. Вокруг небольших ксенолитов, расположенных в породах более основного состава, чем сиенито-диориты, образовалась нефелиновая полоса, а сами ксенолиты превратились в щелочные породы ненормального минералогического состава.

4. Микроскопическое изучение пород позволяет наметить следующую последовательность выделения главных породообразующих минералов сиенито-диоритов и щелочных сиенитов: моноклинный пироксен, плагиоклаз, калинатровый полевой шпат. Моноклинный пироксен, судя по оптическим свойствам, для всех пород района одинаковый — относится к диопсид-геденбергиту.

Плагиноклаз во всех породах представлен кислым андезитом и отчетливо рессорбирован каликатровым полевым шпатом. В различных породах плагиноклазы отличаются друг от друга лишь степенью интенсивности рессорбции, причем последняя резко выражена в щелочных разновидностях. Каликатровый полевой шпат во всех породах пертитизирован и особенно интенсивно в щелочных разновидностях.

Роговая обманка в большинстве случаев образуется как продукт изменения моноклинного пироксена. Она в сиенитодиоритах представлена обыкновенной роговой обманкой, а в щелочных лейкокатровых сиенитах — щелочной роговой обманкой. В щелочных породах, где процесс замещения пироксена амфиболом не проникнут в глубь кристалла, роговая обманка обыкновенная. Здесь же каликатровый полевой шпат сравнительно слабо пертитизирован.

Щелочная роговая обманка, образовавшаяся не за счет пироксена, часто выделяется после полевых шпатов или же находится в пойкилитовом срастании с последним. Щелочные пироксены в интрузивных породах встречаются редко.

Акцессорные минералы почти во всех породах представлены апатитом, титанитом, цирконом и рудными минералами.

Количественно-минералогический анализ пород сиенитодиоритовой группы показывает, что различие между отдельными породами заключается, в основном, в различии количественного соотношения полевых шпатов; в сиенитодиоритах имеем: $Og : Pl = 0,8 : 1$, в щелочных породах $Og : Pl =$ от $1,7 : 1$ до $2,1 : 1$.

5. Нефелин и др. фельдшпатоиды в качестве основного породообразующего минерала встречаются только в жильных породах; в преобладающих породах района — щелочных, лейкокатровых и мезократовых сиенитах — нефелин встречается только в качестве спорадической примеси. Свежим он здесь почти никогда не сохраняется; присутствуют только псевдоморфозы.

6. Фельдшпатоидные жилы имеют довольно сложный минералогический состав; они состоят из каликатрового полевого шпата (микроклина, микроклинпертита, микроклинмикропертита, анортоклаза), плагиноклаза (первичного олигоклаз-андезина и вторичного альбита), биотита, щелочной роговой обманки,

меланита и нефелина, из акцессорных минералов — апатита, титанита, титано-магнетита, циркона, пироклора, монацита, ортита, кальцита, флюорита, а также из вторичных минералов — биотита, мусковита, серицита, содалита, канкрениита, цеолитов и др.

7. Большинство нефелино-сиенитовых пегматитов имеет зональное строение, причем последовательность зон подобна зональности в гранитовых пегматитах. От зальбандов к центру зональных нефелино-сиенитовых пегматитов зоны сменяются следующим образом: 1) аплитовая зона, б) графическая зона, в) пегматоидная зона, г) полевошпатовая, нефелиновая или меланитовая зона. Нефелин и калинатровый полевой шпат в графической зоне имеют закономерное прорастание, подобное известному прорастанию кварца и ортоклаза в графических структурах.

8. Постмагматическое замещение в фельдшпатоидных жилах развито больше, чем в интрузивных щелочных породах.

а) Отмечается сильная пертитизация и альбитизация калинатровых полевых шпатов, канкринитизация, содалитизация, шпреуштейнизация и мусковитизация нефелина.

б) Вместе с усилением пертитизации калинатровых полевых шпатов нефелино-сиенитовых пегматитов возрастает количество нефелина.

в) Содержание альбита находится в прямой зависимости от процесса пертитизации.

9. Химический состав нефелино-сиенитовых пегматитов отличается очень высоким содержанием глинозема, щелочей и повышенным содержанием окиси кальция.

Химический состав щелочных сиенитов близок к нормативному составу пород этой группы, приводимому различными авторами. Наиболее заметное отклонение проявляется в содержании кальция, особенно в нефелиносодержащих разностях; характерно пониженное содержание суммы щелочей; характерно также несколько повышенное против нормальных пород содержание глинозема.

10. Установлена следующая последовательность внедрения жильных пород: аплиты — полевошпатовые пегматиты — фельдшпатсидные жилы.

Уже приведенная сводка фактического материала позволяет составить некоторые генетические представления.

Выше мы указывали на взгляд Арапова и Зограбяна о том, что концентрация щелочей имела место в породах, наиболее богатых летучими. С этим мы согласны. Основанием этому служит концентрация нефелина и других специфических жильных минералов в пегматитовых и пегматитоподобных жилах.

На основании приведенных материалов можно также заключить, что щелочность остаточного расплава повышалась по мере кристаллизации магматического бассейна. Действительно, в качестве краевых зон массива мы имеем сиенито-диориты или монзониты, совсем не содержащие щелочных минералов, затем лейкократовые (пегматоидные) сиениты, в которых уже встречаются единичные нефелиновые зерна и, наконец, пегматоидные жилы, уже богатые нефелином. Это же видно и в составе пегматоидных жил. В качестве краевой зоны в них встречаются зона сиенит-аплита, не содержащая нефелина, затем зона аплита уже с нефелином и, наконец, в центре жилы особо богатые нефелином.

В процессе отмеченной дифференциации мегринской магмы, повидимому, играла значительную роль ассимиляция вмещающих пород.

Отмеченный выше случай обогащения нефелином ксенолитов, равно как и пород вокруг некоторых ксенолитов, показывает на единство процесса ассимиляции и дифференциации, и, может быть, для понимания генезиса мегринских пород мы должны апеллировать в известной степени к синтактически-ликвационной теории Левинсон-Лессинга. Ассимиляция вмещающих основных пород ведет к образованию за счет некоторой средней, может быть сиенито-диоритовой, магмы, с одной стороны диоритовых и габбровых пород, а с другой — к постепенному обогащению остаточного расплава щелочами и формированию нефелиновых пород. Известную роль в этом процессе может быть играло то, что породы метаморфической толщи сами по себе несколько обогащены глиноземом.

Напрашивается, наконец, последний вопрос, почему в едином Мегринском плутоне, где процессы ассимиляции везде играли громадную роль, нефелиновые сиениты образовались

только в районе Астазур—Малев. Естественно, что ответить на него крайне трудно, и ответить можно только предположительно. Весьма вероятно, что играла здесь роль форма интрузивного тела (может быть и состав ассимилированного материала). Этот участок представляет собой боковое восточное ответвление от главного интрузивного тела, расположенного по оси Зангезурского хребта, и поэтому здесь, подобно случаю Березовска, описанному М. Б. Бородаевской, процесс застывания магмы мог идти иначе, чем по «главному каналу» интрузии. Кроме того, значительное влияние могло оказать и отмеченное тектоническое положение участка щелочных пород. Обогащенная щелочная магма, как остаточный расплав, могла быть отжата в наиболее слабый и наиболее верхний участок — свод антиклинального поднятия, притом в месте его крутого перегиба.

Подытоживая все вышеизложенное о происхождении пород юго-восточной части Мегринского плутона, подчеркиваем, что разнообразие пород, в основном, является результатом глубокой ассимиляции различных по составу пород кровли, происходившей в момент внедрения интрузии. Различная степень ассимиляции обусловлена тектоническим строением участка. Образование же щелочных сиенитов, фельдшпатоидных пегматитов вызвано специфическим положением указанных пород в строении плутона.

Конечно, все сказанное выше только предположение. Надо надеяться, что ожидающиеся в будущем большие горные работы смогут лучше вскрыть массив, а сопряженные с ними петрографические исследования помогут точнее выяснить взаимоотношения разных типов горных пород и наметить новые закономерности в распределении щелочности, позволят ближе подойти к проблеме генезиса этого месторождения.

* * *

До последних лет на территории Армянской ССР были известны лишь два месторождения щелочных пород — Памбакское и Шванидзорское. В настоящее время значительно расширен список месторождений щелочных пород на территории Армении. Открыты новые месторождения в районе Пхрут —

Гелджик, где нефелиновые сиениты совершенно постепенно переходят в породы монцонитового ряда и приурочены к контактовой полосе интрузии с вулканогенно-осадочной толщей. Автор описаны щелочные сиениты из района с. Калер того же Мегринского района, щелочные и содалитовые трахиты из района т. Элпин западного Даралагеза. Летом 1954 г. Г. Ш. Татевосяном установлено наличие щелочных сиенитов в бассейне р. Киги, Кафанского района. Указанные новые месторождения щелочных пород, безусловно, заслуживают детального изучения.

Не исключена возможность нахождения еще новых месторождений щелочных пород при более крупномасштабной съемке территории нашей республики, проводимой ныне геологическими организациями.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

VI. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕГРИНСКОГО РАЙОНА

А. РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рудные ископаемые Мегринского района известны с давних пор. Некоторые из них эксплуатировались кустарными методами. Отвалы и шлаки плавов руд встречаются на различных участках района. Дата эксплуатации, а часто и месторождения, откуда древние металлурги добывали руду, точно не установлены. Особого внимания заслуживает крупное Агарацкое медно-молибденовое месторождение, детально изученное после установления Советской власти в Армении. В настоящее время оно находится в стадии промышленного освоения.

Работами советских геологов было установлено наличие здесь также многочисленных новых рудных проявлений, некоторые из которых оказались перспективными и в настоящее время разведываются.

На исследованном нами участке ранее было известно только Калакарское (Каладашское) месторождение магнетит-апатитовых руд. В ходе наших исследований было обнаружено и несколько новых проявлений медного оруденения.

1. Калакарское месторождение

Месторождение магнетит-апатитовых руд расположено в 18 км к северо-западу от ст. Алидара в верховьях р. Кярав-гет. в районе г. Калакар (Каладаш) и г. Пальчихлу. С ж.-д. стан-

цией месторождение связано выючной тропой. Месторождение подробно описано В. Г. Грушевым. Ниже мы приводим краткое его описание, ссылаясь в основном на данные указанного автора.

Район г. Калакар в основном сложен сложным комплексом интрузивных пород, среди которых преобладают сиенито-диориты и диориты. Вмещающая интрузию толща представлена крупными участками вулканогенных и осадочных пород. Вулканогенные породы представляют собой темные зеленовато-серые, часто зеленоватые порфириты с подчиненным количеством туфов и туффитов, в то время как осадочные представлены известняками.

Участок месторождения сложен сиенито-диоритами и пироксенитами, среди которых наблюдаются шлировые выделения, скопления, прожилки рудных минералов в полосе ЮВ-В простирания. Эта полоса прослеживается по простиранию до 1 км при ширине 140—160 м.

Отдельные выходы аналогичных пород с магнетитом имеются к юго-западу от развалин г. Агбгяз.

Магнетит во вмещающих породах образует довольно густую сеть секущих жилок от 1—2 до 20—30 см мощности; иногда в породе наблюдается ряд параллельных магнетитовых жилок, расположенных на расстоянии 7—10 см, не выдержанных по падению и простиранию.

Наиболее богатые выходы железной руды имеются по правому верховью р. Калакар. Здесь на протяжении 250—300 м порода рассечена сетью магнетитовых жилок; кроме магнетита, в тесной связи с ним присутствует апатит.

Во взаимоотношении железного оруденения и вмещающих пород наблюдается некоторая закономерность: руды, заключенные среди сиенито-диоритов, состоят из магнетита, апатита и небольшой примеси других минералов (шпинель), в то время как руды, сконцентрированные среди пироксенитов, представлены титаномагнетитом и пироксенитом, с небольшой примесью халькопирита и борнита.

Магнетитовая руда в древности добывалась, о чем свидетельствует наличие шлаков плавки железной руды. В частности, эти шлаки встречаются на левом склоне левого ущелья р. Калакар, у перевала.

Взаимоотношение магнетита и силикатных минералов породы показывает, что главная масса магнетита затвердела уже после выделения силикатов.

По минералогическому составу и условиям образования это месторождение относится к магматическому (позднемагматическому) типу и генетически связано с вмещающей интрузией.

О перспективах этого месторождения трудно сказать что-либо положительное, так как оно занимает небольшую площадь, а характер оруденения с глубиной, ввиду отсутствия горных работ, не ясен. Следовало бы поставить здесь поисково-разведочные работы с применением геофизических методов.

2. Мелкие проявления

Мелкие проявления медного оруденения нами были обнаружены в четырех пунктах района: а) в русле р. Малев, в 7 км вверх по течению от окраины с. Алидара, б) в районе с. Шванидзор, на правом склоне ущелья р. Астазур, в 2 км к северо-западу от окраины последнего, по выючной тропе в с. Алидара, в) в местности Дрбстан, в непосредственной близости от развалин сарая, что на дороге в коч. Марзкид, г) на юго-западном склоне г. Кармир-кар, у перевала тропы из Шванидзора через разв. Старый Тегут в с. Ньюади (через кочевку на р. Шевзир).

Первое проявление приурочено к сиенито-диоритам, но вмещающей руду породой является порфирит (ксенолит из вулканогенной толщи). Здесь проходит небольшой разлом широтного направления, вдоль которого сиенито-диориты сильно раздроблены и отчасти гидротермально изменены.

Руда представлена халькопиритом и пиритом; подробному исследованию не подвергалась. Обнаруженный участок самостоятельного значения иметь не может.

Второе проявление также приурочено к сиенито-диоритам, но оно здесь проявляется в тесной связи с катакластическими дайками. Оруденение в виде медной зелени, халькопирита и пирита маломощной (от 10 до 25 см) полосой примыкает к альбандам указанных даек. Часто оно прослеживается по всему простиранию жильных пород. Участок этот занимает площадь

около 100 × 150 м. Но дайки расположены на расстоянии в среднем около 5 м друг от друга. Вмещающие дайки и оруденение сиенито-диорита сильно раздроблены, и в них встречаются отдельные гидротермально измененные участки с небольшими скоплениями и примазками медных минералов.

Третье проявление представлено кварц-халькопиритовой богатой жилой, мощностью 15—20 см. Простирается она почти в широтном направлении, на расстояние около 15 м, с падением на северо-восток под углом 35—40°.

Четвертый участок проявления отличается от предыдущих тем, что оруденение (медная зелень, халькопирит, пирит) здесь приурочено к полевошпатовым пегматитам. Оно может быть и не представляет практического интереса, но сам факт рудоносности этих пегматитов представляет некоторый научный интерес, так как в Мегринском районе известен только один случай рудоносности кварц-полевошпатовых пегматитов (пегматитовая жила в районе Мюлькского месторождения), и то этот пегматит расположен на самой линии Таштунского разлома.

Мы уверены, что дальнейшими исследованиями будут установлены новые пункты рудопроявления.

Следует еще отметить, что в районе широко распространены гидротермально измененные породы. Одна зона этих пород шириной около 200—250 м прослеживается в СЗ направлении от устья р. Марзкид, вверх по ее течению, почти на расстоянии 5 км. Здесь широко развиты пиротизированные породы и корки квасцов. Возможно, что этот участок является шляпой сульфидного месторождения.

Б. НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Мегринский район богат каменным строительным материалом, но до последнего времени его использовали лишь для местных нужд. Можно рекомендовать строительным организациям использовать мегринские граниты как строительный, облицовочный материал. В настоящее время некоторые месторождения гранитов, тяготеющие к железной дороге, разведываются. Нами были открыты два месторождения нерудных полезных ископаемых: месторождение вермикулита и полевого шпата,

1. Месторождение вермикулита

Расположено на склоне г. Сары-Кошма, на тропинке, поднимающейся от Малевя к пастбищам. Малев находится в 10 км от с. Алидара, с которым связано улучшенной выючной тропой, а последнее находится в 3 км от жел. дороги. Участок этот сложен габбро-диоритами. Вермикулитовая жила, мощностью около 3 м, прослеживается на расстоянии около 25 м. Местность сильно задернована и не дает возможности проследить жилу на всем протяжении.

Жила (правильнее было бы назвать ее зоной) проявляет некоторую зональность в своем строении. Средняя часть состоит из крупных листов вермикулита. К зальбандам переходит в более мелкочешуйчатый вермикулитовый агрегат светлосерого цвета. Мощность зоны мелкочешуйчатого агрегата не превышает 5—10 см. Кроме некоторых мелких расчисток, других горных работ не проводилось, поэтому остается неясным характер этой зоны на глубине.

Испытание качества сырья проводилось в Ленинградском горном институте и дало положительный результат. Малевский вермикулит в основном относится к первому сорту.

Вермикулит в Армении известен еще в Кироваканском районе, представлен более низкими сортами, и запасы незначительны.

Мы рекомендуем произвести здесь небольшие горно-поисковые работы для выяснения перспектив этого месторождения.

2. Месторождение полевого шпата

Расположено в 2 км к северо-востоку от с. Шванидзор, с которым связано выючной тропой. Сел. Шванидзор связано с ж.-д. ст. Астазур автомобильной дорогой протяжением 3 км.

Месторождение приурочено к щелочным пегматоидным сиенитам, которые слагают юго-западный склон г. Кармиркар. Здесь, на площади около 1 кв. км, распространены многочисленные жильные породы различного петрографического состава. Среди этих жильных пород привлекают к себе внимание крупнокристаллические полевошпатовые пегматиты.

Одна из этих пегматитовых жил прослеживается в широтном направлении на расстоянии около 55 м. Мощность ее доходит до 4,5 м. Жила сложена исключительно из анортоклаза; размеры отдельных кристаллов последнего доходят до 0,25 м. Подробная минералогическая и химическая характеристика этого полевого шпата дана в главе II.

Ориентировочные запасы полевого шпата только одной этой мощной жилы исчисляются цифрой порядка 20 000 т, что может удовлетворить спрос Ереванского фаянсового завода на много лет.

Образцы полевого шпата были представлены фаянсовому заводу; технологические испытания дали положительные результаты, и в настоящее время мегринский полевой шпат широко используется Ереванским фаянсовым заводом, заменяя завозившееся до последнего времени из Карелии аналогичное сырье.

Новыми лабораторными испытаниями установлена полная пригодность мегринского полевого шпата как сырья для получения высоковольтных изоляторов. Испытания проведены в лаборатории электротехники Академии наук Армянской ССР и опробованы ГИЭКИ.

Щелочные и другие пегматитовые породы, могущие стать сырьем для керамической промышленности, имеют широкое развитие в Мегринском районе, однако они недостаточно изучены. С целью установления промышленных запасов уже известных полевошпатовых жил и выявления новых, необходимо поставить вопрос об организации поисково-разведочных работ, в первую очередь в юго-восточной части Мегринского района.

Следует отметить, что в Мегринском районе имеются и хорошие заменители полевого шпата, каковыми являются нефелиновые пегматиты и аплиты. Необходимо произвести технологические испытания и этого сырья.

3. Щелочные сиениты как алюминиевое сырье

Месторождения щелочных сиенитов находятся в 3 км от ж.-д. ст. Астазур, с которой связаны автомобильной дорогой. В административном отношении месторождение входит в

Мегринский район Армянской ССР и расположено на южном склоне Аревикского (Мегри-Гюнейского) хребта, на левобережье р. Аракс. От районного центра месторождение находится на расстоянии 15 км.

В 1944 году сотрудниками Института геологических наук Академии наук Армянской ССР Л. А. Араповым и В. П. Асратяном производились геолого-поисковые работы на обогащенные нефелином участки; было произведено опробование месторождения и подсчитаны запасы по категории С₁.

В результате этих работ были установлены реальные перспективы месторождения, как возможного сырья для получения глинозема, но не было дано минералогической, петрографической и химической характеристики щелочных пород, что является важнейшим моментом для разрешения ряда технологических вопросов в отношении процессов обогащения сырья.

Поиски Арапова и Асратяна велись из предположения, что полезным компонентом этих пород является в основном нефелин, а присутствующий в нем полевой шпат должен рассматриваться как «пустая порода».

В настоящее время М. Г. Манвеляном (Химический институт Академии наук Армянской ССР) разработан новый экономически выгодный метод получения глинозема из пород, содержащих как нефелин, так и полевой шпат. В связи с этим совершенно изменилось наше представление о щелочных породах, как «алюминиевой руде», и мы с начала полевых работ уже рассматривали щелочные сиениты целиком как полезное ископаемое.

Наши исследования, проведенные за последние два года, намного расширили перспективы Мегринского месторождения. Так, по работам 1947—1948 гг. установлено, что щелочные сиениты, содержащие в среднем 22% глинозема и 11% щелочей, занимают площадь более 25 кв. км.

Геологически возможные запасы щелочных сиенитов Мегринского района практически неисчерпаемы.

На месторождении нефелиновых и щелочных сиенитов различаются два типа пород, отличающиеся друг от друга по минералогическому и химическому составу, а также по условиям залегания.

Первый тип — интрузия щелочных лейкокраговых пегматоидных сиенитов, которая имеет штокообразную форму, позволяющую разработки месторождения вести открытыми выработками.

Второй тип — жильные крупно- и среднезернистые нефелиновые пегматиты. Жилы эти имеют пологое падение; мощность их колеблется в довольно широких пределах, от 0,15 до 8 м. Второй тип играет сравнительно подчиненную роль.

Щелочные пегматоидные сиениты — довольно однородные породы, проявляют большую выдержанность минералогического и химического состава, как по вертикали, так и по горизонтали. Минералогический состав этих пород определяется постоянством соотношения каликатовых и щелочно-земельных полевых шпатов и постоянным присутствием щелочных амфиболов.

Химический состав тоже сравнительно постоянен. Содержание глинозема колеблется от 20 до 23%, среднее же содержание — 22%. Сумма щелочей всегда больше 10%.

Таблица 25

Химические анализы типичных щелочных и нефелиновых сиенитов Мегринского месторождения

	Щелочной сиенит, обр. N 127	Нефелиновый сиенит		Примечание
		обр. N 424	обр. N 106	
SiO ₂	59,30	56,92	55,36	Обр. N 127 анализировала Э. Кюрегян в хим. лаб. ИГН АН АрмССР
TiO ₂	0,06	0,05	0,0014	
Al ₂ O ₃	21,92	23,60	28,80	
Fe ₂ O ₃	2,20	1,55		Обр. N 106 анализировала Г. Джрбашян в той же лаборатории
FeO	1,10	0,44	0,58	
MnO	0,10	0,06	0,12	
MgO	0,20	0,28	0,51	
CaO	3,27	1,20	1,66	Обр. N 427 анализировала М. Казакова в хим. лабор. ИГН АН СССР
P ₂ O ₅	0,05	0,06	нет	
K ₂ O	5,12	6,10	2,81	
Na ₂ O	6,49	7,86	8,51	
H ₂ O	0,19	0,10		
	—	1,36	1,22	
	—	0,09		
nnn.	0,52	0,30	0,38	
Сумма	100,52	99,96	99,96	

Щелочные сиениты Мегринского района были подвергнуты лабораторному испытанию на предмет определения возможности извлечения из них глинозема. Установлено, что мегринские щелочные сиениты подвергаются химическому обогащению; при этом получается концентрат с содержанием 29—32% окиси алюминия, а содержание окиси кремния, от 50 до 55%, после обогащения значительно понижается. Порода содержит также ванадий.

Транспортные условия месторождения, как уже отметили, благоприятные. В с. Шванидзор непосредственно у выходов нефелиносодержащих и щелочных сиенитов проходит автомобильная дорога, а рельеф местности позволяет, в случае необходимости, без особых затруднений провести сюда ж.-д. ветку.

По разработанному М. Г. Мянвеляном методу обогащения, на одну часть породы щелочных сиенитов потребуется почти 1,7 части чистого известняка, поэтому весьма важным и благоприятным моментом является наличие вблизи Мегринского месторождения мощных залежей известняков. Это месторождение находится в непосредственной близости от ж.-д. ст. Агбенд и в 20 км по жел. дороге от Мегринского месторождения нефелиновых и щелочных сиенитов. Оно предварительно изучалось С. С. Мкртчяном (1939), который установил меловый (баррем) возраст известняков и мощность толщи порядка 800 м. Месторождение это обладает практически неисчерпаемыми запасами, однако специальных химико-технологических исследований пока не производилось. Обнажения известняков располагаются непосредственно у железной дороги, падают полого и позволяют вести разработку сырья открытыми карьерами.

Основным источником водоснабжения будущего горного предприятия может служить протекающая здесь р. Аракс.

Подытоживая все сказанное о месторождении щелочных сиенитов Мегринского района, мы подчеркиваем, что, безусловно, оно заслуживает большого внимания: качество сырья вполне удовлетворяет требованиям технологии, запасы сырья практически неисчерпаемы, транспортные условия весьма благоприятны, вопрос водоснабжения можно урегулировать использованием огромнейших запасов вод р. Аракс. Электроэнергией будущее предприятие может быть обеспечено запро-

Таблица 26

№ № пп. № образ.		С о д е р ж а н и е в в е с. п р о ц.														Числовые характеристики по Заварицкому А. Н.				П о р о д а	Ссылка на литературу и источник
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	nnn.	P ₂ O ₅	Сумма	a	c	b	s		
1	118	59,10	0,01	24,67	00,3	1,12	0,12	0,09	1,53	7,60	5,29	0,24	1,12	0,11	100,82	24,7	1,8	5,9	67,5	неф. пегматит эндоконт. щел. сиенит перерожден. ксенолит	Адамян А. И.
2	121	57,46	0,10	19,86	5,17	1,86	0,13	—	2,88	7,28	1,35	—	0,71	0,51	99,62	15,2	6,6	8,3	70,4		
3	122	60,86	0,026	23,83	1,65	1,35	—	—	1,65	6,21	3,86	4,05	0,1	0,80	99,62	15,2	6,6	8,3	70,4		
4	123	57,70	—	26,50	0,61	0,81	0,16	0,36	2,03	8,28	2,83	0,42	1,0	0,01	99,12	21,3	3,3	12,1	69,8	меланократ. щелоч. сиенит лейкок. нцелоч. сиенит мезократ. щел. сиенит меланократ. щел. сиенит	—
5	126	57,12	0,06	22,87	1,91	2,85	0,23	1,53	3,96	5,26	2,81	0,19	1,0	0,16	99,46	19,5	0,6	11,1	68,8		
6	127	59,30	0,06	21,92	2,20	1,10	1,10	2,0	3,27	6,49	5,12	0,1	0,16	0,05	100,53	16,2	4,9	12,1	65,8		
7	129	57,00	0,10	19,21	4,90	1,42	0,17	0,05	4,54	3,47	6,44	0,07	1,4	1,02	99,86	17,5	3,9	3,6	69,8	перер. ксенолит щел. пегматит эндоконт. щел. сиенит щел. пегматит	—
8	134	55,93	0,40	20,72	5,54	2,35	0,06	2,02	4,00	5,28	5,82	0,74	0,11	—	100,15	24,4	1,7	9,4	71,1		
9	140	43,30	0,15	21,15	6,54	3,70	—	4,95	11,48	3,81	2,62	—	0,89	0,80	99,39	15,5	8,0	25,4	52,6		
10	147	58,42	0,02	23,47	0,28	0,20	0,25	0,20	1,20	8,30	4,27	0,11	1,89	—	100,76	24,9	1,5	6,7	66,9	перер. ксенолит щел. пегматит эндоконт. щел. сиенит щел. пегматит	—
11	167	59,00	0,88	16,94	5,98	2,72	0,03	0,75	5,49	4,20	1,20	0,1	0,60	0,18	99,89	16,0	0,8	13,2	63,8		
12	173	60,54	0,03	18,83	6,23	0,83	0,07	—	3,72	4,05	4,20	0,1	0,46	0,06	100,40	19,4	0,6	10,9	68,9		
13	196	64,28	0,33	17,19	—	3,63	—	0,83	3,60	4,86	2,02	0,4	0,46	—	99,94	13,9	4,4	6,5	75,1	интродуцит неф. пегматит среднеизл. неф. пегматит флюорит. неф. пегматит	—
14	233	55,01	—	26,21	1,33	0,14	—	0,68	0,72	10,72	4,92	0,4	1,00	—	100,43	31,0	0,9	4,9	62,4		
15	234	56,80	0,29	24,81	2,59	0,28	—	0,81	0,48	7,98	5,52	0,04	1,10	—	100,70	19,5	0,6	11,9	68,8		
16	235	53,86	0,936	27,34	1,60	—	—	0,23	3,05	7,49	5,15	0,40	1,32	—	100,50	25,4	4,0	4,7	65,7	лейкок. нцелоч. сиенит флюорит. неф. пегматит гнейсов. биот. щел. сиенит апатитовид. неф. сиенит	—
17	240	56,64	0,30	21,90	2,38	2,76	—	1,86	4,25	5,14	3,51	0,40	0,82	—	99,16	17,4	5,6	8,9	67,1		
18	247	58,27	0,40	23,27	1,02	0,25	—	1,86	4,25	5,14	3,51	0,40	0,82	—	99,16	17,4	5,6	8,9	67,1		
19	423	56,62	—	23,35	1,99	0,24	0,07	0,10	0,87	9,08	6,46	—	0,49	0,19	100,06	29,8	1,0	1,3	67,6	содал. неф. пегматит биотит. неф. пегматит габбро	—
20	424	57,00	0,01	23,14	1,97	0,68	—	0,40	1,26	8,20	6,00	0,68	2,32	—	99,98	22,5	1,8	2,9	71,2		
21	864	39,00	0,19	18,58	11,75	4,78	0,14	12,50	10,09	0,86	1,06	0,19	1,84	0,05	100,09	25,0	2,3	4,9	67,6		
22	1	71,12	0,43	14,16	1,18	1,14	0,05	0,93	2,42	3,86	3,78	0,14	0,62	—	100,17	3,2	2,8	33,1	50,9	Грушевой В. Г. Долин А. А. Мовсесян С. А. Литвин М. А.	—
23	2	69,92	0,26	15,38	1,29	0,28	0,04	0,27	2,37	4,14	4,26	0,14	0,31	—	99,92	14,7	2,7	3,2	80,4		
24	3	66,72	0,16	16,81	3,2	1,43	0,06	0,36	3,5	4,91	2,91	0,11	0,4	—	100,57	14,8	3,6	4,9	76,5		
25	4	62,14	0,05	16,8	2,22	1,73	—	2,73	4,15	2,96	5,23	—	0,72	0,17	99,53	13,6	3,5	9,4	73,3	гранит порфир. гранит сиенит	—
26	6	60,28	0,34	20,17	2,33	0,71	—	0,49	1,45	4,87	8,81	0,12	0,61	0,81	100,72	23,3	1,7	3,5	71,3		
27	7	53,64	0,25	23,35	2,57	2,33	—	0,05	1,53	5,46	3,75	0,05	0,66	—	100,67	18,5	7,4	8,6	65,4		
28	10	57,64	0,38	20,68	1,86	2,05	—	0,81	3,84	4,62	6,80	0,08	1,08	—	99,98	20,6	1,6	9,6	68,6	Ардлов Ю. А.	—
29	11	56,13	0,60	19,20	3,74	2,23	—	2,63	4,61	4,15	3,38	0,19	0,61	—	99,91	17,3	4,8	8,6	65,4		
30	12	55,88	0,17	21,10	2,50	2,20	0,21	1,87	4,88	4,94	4,81	0,25	0,97	—	100,07	18,6	5,5	11,2	66,8		
31	13	55,60	0,60	19,81	2,98	2,64	—	2,40	5,09	4,34	5,41	—	0,60	—	99,58	17,1	4,8	10,9	66,3	—	—
32	15	56,62	0,61	20,18	4,61	3,23	—	1,99	3,38	2,90	6,42	—	0,80	—	100,7	16,0	4,1	13,6	66,9		
33	16	55,47	0,60	17,87	4,43	2,93	—	2,81	5,52	4,47	4,52	0,08	0,50	—	99,53	18,5	2,4	9,7	69,3		
34	22	55,46	1,20	16,35	4,04	4,96	—	3,76	7,18	3,52	3,09	0,27	1,69	—	99,69	13,7	5,4	20,6	68,0	монзонит	Грушевой В. Г. Мовсесян С. А.
35	27	52,62	0,91	17,62	6,49	3,34	0,11	1,52	9,5	5,8	1,72	—	—	—	100,25	15,4	4,3	19,0	61,8		

ектированной ГЭС на р. Воротан. Каменным строительным материалом район обеспечен.

Помимо всех перечисленных выше полезных ископаемых, в юго-восточной части Мегринского района было установлено наличие редких радиоактивных элементов и минералов в некоторых породах, причем даже на основании далеко не полных данных намечается закономерность в их распространении. Они встречаются в сравнительно больших количествах в пегматитовых жилах, приуроченных к зонам разломов; в интрузивных породах встречаются редко и то в их эндоконтактных зонах, которые также приурочены к тектоническим зонам.

Специальная работа по изучению этого важнейшего практического вопроса не велась. Мы получили эти данные попутно со своей основной работой. Разумеется, необходимо обратить серьезное внимание на это дело и провести необходимую специальную работу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании трехлетних полевых наблюдений и камеральных исследований мы значительно дополнили данные, особенно по петрографии и частично по геологии юго-восточной части Мегринского района. В основном нам удалось установить:

1. Палеозойский возраст вулканогенно-осадочной толщи, слагающей Аревикский хребет в пределах исследованного района, что одновременно подкрепляет взгляды Каждана о палеозойском возрасте вулканогенно-осадочной толщи, слагающей почти весь Аревикский хребет.

2. Палеозойский возраст метаморфической толщи, расположенной между сс. Ньюади и Алидара.

3. Наличие в районе древних (дотретичных) гнейсовидных гранитов.

4. Слагающую район антиклинальную структуру почти широтного простирания, к сводовой части которой приурочена щелочная интрузия; наличие двух мощных разломов в этой части района.

5. Одновозрастность всех разновидностей интрузивных пород исследованного участка.

6. Причина разнообразия интрузивных пород исследованного участка кроется в основном в ассимиляции различных пород кровли и геологической структуры.

7. Щелочные породы в этом сложном комплексе образовались под воздействием нескольких факторов: ассимиляции, тектоники (т. е. одностороннее давление вследствие изгибания структуры), подвижности щелочей, стремящихся под давлением к высоким горизонтам.

8. Жильные фельдшпатоидные породы являются последними дериватами магмы.

9. Предшествующие фельдшпатоидные жилы были более богаты кремнекислотой; очевидно, имела место потеря кремнекислоты в процессе застывания магмы.

10. Установлены многочисленные разновидности жильных фельдшпатоидных пород.

11. Установлено зональное строение некоторых нефелиносиенитовых пегматитов и закономерное прорастание нефелина с калишпатом, почти в таких соотношениях (30 : 70), как в графических кварц-ортоклазовых пегматитах.

12. Подкреплены выводы Арапова и Асратяна о неисчерпаемых запасах щелочных сиенитов, которые могут служить сырьем для производства глинозема, и расширены в этом отношении перспективы.

13. Открыто новое месторождение полевого шпата, которое в настоящее время разрабатывается и является основным поставщиком этого сырья для Ереванского фаянсового завода.

14. Открыты месторождение вермикулита, заслуживающее внимание, и четыре новых меднорудных проявления.

15. Установлено наличие радиоактивных пород на исследованном участке и предварительно отмечены закономерности их распространения в массиве.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. В. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом, Записки Кавк. отд. русского географ. общ., кн. VIII, 1878.
2. А да мян А. И. Об аноклазах Мегринского плутона, Докл. АН СССР, XIV, № 2, 1949.
3. А да мян А. И. Об образовании полевошпатовых вкрапленников в порфировидных гранитах Мегринского района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, т. II, № 1, 1949.
4. А да мян А. И. Некоторые замечания о возрасте интрузий южной Армении, Изв. АН АрмССР, т. II, № 2, 1949.
5. А да мян А. М. Зональное строение нефелино-сиенитовых пегматитов Мегринского района АрмССР, Докл. АН СССР, т. XIII, № 5, 1949.
6. А з и з б е к о в Ш. А. и А б д у л а е в Р. И. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород, Изв. АН СССР, серия геолог., № 6, 1947.
7. А ра п о в Ю. А. и З о ра б я н Э. О нефелиновых сиенитах в восточной части Мегринского района, Изв. Арм. фил. АН СССР, № 8 (22), 1942.
8. А ра п о в Ю. А. К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладаш, Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944.
9. А с л а н я н А. Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении, Изд. АН АрмССР, 1949.
10. А й н б е р г Л. Ф. Приазовский щелочный массив, Тр. ВГРОВ, 1933, вып. 196.
11. А й н б е р г Л. Ф. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива, Изв. ГГРУ, 1930, № 49, № 5, стр. 75—102.
12. Багдасарян Г. П. Нефеленовые сиениты Памбакского хребта (краткий очерк), Изв. АН АрмССР, № 1, 1947.
13. Безбородко Н. И. Монцитовый ряд и монциты Украины, Тр. Петр. ин-та, вып. 5, 1935, стр. 169.
14. Белянкин Д. С. Об аноклазах в кавказитах, Изв. АН СССР, 1937.
15. Белянкин Д. С. Аноклазы и их положение в кристаллизационной схеме Боуэна, Вопросы геологии Сибири, Изд. АН СССР, 1945.

16. Бебянкин Д. С. и Зладовец В. И. Щелочный комплекс Турьего мыса, Тр. Петр. ин-та Ак. наук, 1932, вып. 2, 45—71.
17. Бебянкин Д. С. и Петров В. П. Первый нефелиновый сиенит в Закавказье, ДАН СССР, нов. серия, т. XIX, № 1—2, 1938.
18. Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород, Зап. Всес. Мин. общ., II сер., ч. 69, вып. 2—3, 1949.
19. Билибин Ю. А. Петрология Иллыхмахского интрузива, Госгеол-издат, 1947.
20. Билибин Ю. А. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм, Зап. В. С. Мин. общ., Л.—М., 1946, сер. II, ч. 75, вып. 3.
21. Болдырев А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых сростаний в связи с изучением тигирецких берилловых пегматитов, ОНТИ НКТП СССР, 1943.
22. Боуэн, Эволюция изверженных пород, изд. ОНТИ, 1934.
23. Бурянова С. З. Об окраске нефелина (эпиолита), Записки Всес. мин. общ., ч. 2, XXVII, № 1, 1948.
24. Воробьева О. А. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского полуострова, Тр. Петр. инст., вып. 2, 1932.
25. Воробьева О. А. Термокраска гакманита Луяврурта, сб. к 70-лет. акад. Бебянкина, 1946.
26. Габриелян А. А. К стратиграфии третичных отложений Армении, Докл. АН СССР, 1941, т. XXXII, № 6.
27. Габриелян А. А. и Тахтаджян А. Л. К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района Армянской ССР, Докл. АН АрмССР, № 1—2, стр. 27—29, 1944.
28. Гинзберг А. С. Петрография республики Армении, Изд. АН СССР, 1937.
29. Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР, Тр. Груз. ГГРУ, 1941.
30. Демехин А. П. и Ароян В. Х. Минеральные источники бассейнов рр. Вохчи и Мегричай, Изв. АН АрмССР, 1948, т. I, № 1.
31. Додин А. Л. Интрузивные породы бассейна р. Кигичай, Интрузивы Закавказья, Тр. ГрузГГУ, 1941.
32. Дэли, Изверженные породы и глубина земли, ОНТИ НКТП, 1931.
33. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию, 1944.
34. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона, Тр. ЦНИГРИ, 1937.
35. Заварицкий А. Н. Интересный пример сиенит-пегматита из Ильменских гор, Вопросы минерал. и petr., Изд. АН СССР, 1946.
36. Иванов Д. В. Геологический очерк Карадага, Карадагские рудные м-ния, инж. Горяинов и Енакиев, СПб, 1902.
37. Коржинский Д. С. Подвижность щелочей при магматических явлениях, сб. к 70-лет. акад. Бебянкина, 1946.

38. Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветопольской губ.. Материалы для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 10, 1911.
39. Котляр В. Н. Интрузии нефелиновых сиенитов на Кавказе, Зап. минер. общ., 1938., ч. 67, № 2, стр. 290—306.
40. Куплетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов, Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 3.
41. Куплетский Б. М. и Окнова Т. М. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород, Тр. Петр. инст. АН СССР, М.—Л., 1934, вып. 6 (сборн., посвящ. Левинсон-Лессингу).
42. Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2/3, 1936.
43. Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова, Петрография СССР, сер. 1.
44. Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР, Изд. АН СССР, 1937.
45. Куплетский Б. М. Щелочные пегматиты Мариупольского района, Тр. Петр. инст. АН СССР, 1932, вып. 2.
46. Куплетский Б. М. К вопросу о количественно-минералогическом составе фельдшпатоидных пород, ДАН СССР, 1946, т. II, № 3.
47. Леонтьев Л. Н. и Ханн В. Е. О возрасте молодых вулканических толщ Карабахского плато, Изв. АН АзССР, т. III, № 3, 1947.
48. Лучицкий В. И. Структурные особенности щелочных пород восточного Приазовья.
49. Москвин А. В. Щелочные породы верховьев р. Хаджа-Ачкан, Тр. Памирской эксп., вып. 4, 1936.
50. Мовсесян С. А. Интрузия центральной части Конгур-Алангезского хребта и связанные с ней полезные ископаемые, Изв. Арм. фил. АН СССР, 1941, № 2.
51. Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР, 1948.
52. Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау, Тр. ЦНИГРИ, в. II, 1935.
53. Николаев В. А. О процессах отделения летучих соединений магмы, Изв. АН СССР, сер. геолог., 1944, № 5.
54. Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховья Иофата и Соха), изд. Таджикской Памирской экспедиции, 1936.
55. Паффенгольц К. Н. Геология Армении, 1948.
56. Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья, Изв. АН СССР, геол. сер., 1947, № 2.
57. Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы АзССР, Изд. АН АзССР, Баку, 1939.
58. Соколов Г. А. Гибридный гранито-габровый Шагар-Таратамский массив на западном склоне Среднего Урала, Петр. инст. АН СССР, вып. 5, 1936.

59. Соболев В. Щелочные сиениты сложного Коростенского плутона, Зап. Всес. мин. общ., Л., 1940, ч. 69, № 2/3.
60. Радопуло Л. М. и Габриелян А. А. О возрасте интрузии у с. Ташлу, Вединского района АрмССР, Изв. АН АрмССР, т. 1, № 1, 1948.
61. Пулукидзе, Архипов, Халатов. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губ. и части Зангезурского уезда Елизаветпольской губ., Материалы для геологии Кавказа, серия 1, кн. 2.
62. Фокин Н. А. Агаракское молибденово-медное месторождение, Изв. АН АрмССР, 1948, т. 1, вып. 1.

Р У К О П И С И

63. Асланиян А. Т. Стратиграфия юрских отложений южной Армении, 1948, библи. ИГН АН АрмССР.
64. Асланиян А. Т. Региональная структура Зангезура и его взаимоотношения с остальными частями Малого Кавказа (в печати).
65. Асланиян А. Т. К вопросу о возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа (в печати).
66. Арапов Ю. А. и Асратян В. П. Отчет о результатах изучения нефелиновых и щелочных сиенитов Мегринского района как возможного сырья алюминия, 1945, библи. ИГН АН АрмССР.
67. Барканов И. В. Агаракское молибдено-медное месторождение в ССР Армении в результате геолого-разведочных работ в 1930—1933 гг., фонд АрмГУ.
68. Грушевой В. Г. и Додин А. Д. Геологическое строение Зангезурского района (часть Кафанского и Горисского районов), фонд АрмГУ, 1935.
69. Грушевой В. Г. Медные месторождения в верхнем течении рек Охичай и Мегричай в Зангезурском уезде ССР Армении, 1926, фонд АрмГУ.
70. Грушевой В. Г. Пирдоуданское месторождение, 1932, фонд АрмГУ.
71. Грушевой В. Г., Соколов В. А., Кржечковский А. В. Геологический очерк и медные месторождения Мегринского и Кафанского районов ССР Армении, 1932, фонд АрмГУ.
72. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Зангезура и связанные с ними оруденения, 1937, фонд АрмГУ.
73. Каждан А. Б. Оценка перспективности редкометального оруденения Зангезурского района (отчет по работам Зангезурской геолого-поисковой экспедиции за 1945 г.), фонд АрмГУ.
74. Каждан А. Б. Роль структур в формировании рудных месторождений Зангезурского района (диссертация), 1947, фонд АрмГУ.

75. Котляр В. Н. и Додин А. Л. Загезурское медное месторождение ССР Армении, 1936, фонд АрмГУ.
76. Котляр В. Н. Интрузивы Даралагеца и Сисиана, 1937, фонд АрмГУ.
77. Котляр В. Н. Геологическое строение интрузива и оруденения Даралагезского и Сисианского районов ССР Армении, 1938, фонд АрмГУ.
78. Литвин М. А. Основные черты петрографии и петрологии Мегринского интрузивного комплекса, 1947, фонд АрмГУ.
79. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Сисиана и Даралагеца, 1946, библи. ИГН АН АрмССР.
80. Мкртчян С. С. К геологии южного Загезура, 1939, фонд АрмГУ.
81. Мкртчян С. С. Геологическое строение южного Загезура, 1940, фонд АрмГУ.
82. Мкртчян С. С. и Лягин К. И. Каджаранское медно-молибденовое месторождение, 1943, фонд АрмГУ.
83. Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгур-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые, диссертация, 1940, библи. ИГН АН АрмССР.
84. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Нахичеванской АССР, 1936, фонд АрмГУ.
85. Паффенгольц К. Н. Армения в системе Малого Кавказа и Анатолии, 1943, фонд АрмГУ.
86. Саакян П. С., Гуляева А. В., Лягин К. Н., Гонтарь П. Д. Итоги геолого-разведочных работ на Пирдоуданском месторождении за 1939—1940 гг., фонд АрмГУ.
87. Саакян П. С., Мкртчян С. С., Лягин К. Н. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение, 1941, фонд АрмГУ.
88. Саакян П. С., Мкртчян С. С., Лягин К. Н. Каджаранское медно-молибденовое месторождение, 1945, фонд АрмГУ.
89. Ситковский И. Н. Геологический отчет о работах на Парагачайском месторождении андалузитов за 1939 г., 1940, фонд АрмГУ.
90. Ситковский И. Н. Ордубадский рудоносный район Нахичеванской АССР, 1940, фонд АрмГУ.
91. Соколов В. А. Отчет для промышленности о работе Ньюадинской геолого-разведочной партии, 1930, фонд АрмГУ.
92. Соколов В. А. Геологический очерк юго-западной части Мегринско-Загезурского медно-рудного района, 1931, фонд АрмГУ.
93. Тараян С. А. Предварительный отчет по работам Кигинской геологической партии, 1941, фонд АрмГУ.
94. Тараян С. А. Нораревикское месторождение угля и горючих сланцев, 1942, фонд АрмГУ.
95. Хитаров Н. И. Отчет о геолого-поисковых работах в Ордубадском районе, 1931, фонд АрмГУ.

96. Чирков И. Н. Отчет о разведочных работах, проведенных на Атказском и Пирдоуданском месторождениях в 1931—1932 гг., 1933, фонд АрмГУ.
97. Чирков И. Н. Отчет о работе поискового отряда в западной и юго-западной частях Мегринского и Кафанского районов, 1934, фонд АрмГУ.
98. Шиленко А. К. Геологический отчет о работах в Ордубадском районе за 1934—1935 гг., 1936, фонд АрмГУ.
99. Шкрабо В. А. Отчет о разведке Джиндаринского месторождения вкрапленных руд возле селения Личк, 1932, фонд АрмГУ.
100. Яковлев Б. А. Изучение рудоносности в северной части Зангезурского рудного района (предварительный отчет), 1946, фонд АрмГУ.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

I. Орогидрографический и морфологический очерк района	7
II. Краткий обзор геологической изученности Зангезура	12
III. Схема геологического строения Зангезура	14
1. Стратиграфия	—
2. Интрузивные породы	16
3. Тектоника	21

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

IV. Геологическое строение района распространения щелочных пород	26
A. Вмещающие интрузив породы	27
1. Метаморфическая толща палеозоя	—
2. Древние граниты	33
3. Вулканогенно-осадочная толща палеозоя	36
4. Четвертичные отложения	38
Б. Интрузивные породы	39
Породы монзонитового ряда	41
1. Сиенито-диориты	—
2. Основные и ультраосновные породы	44
3. Нефелин-содержащие основные породы	49
4. Количественно-минералогический состав сиенито-диоритов, основных и ультраосновных пород	51
5. Химический состав сиенито-диоритов, основных и ультраосновных пород	—
Щелочные сиениты	55
1. Крупнозернистый лейкократовый пегматонидный щелочный сиенит	60
2. Минералогическое отличие других разновидностей щелочных сиенитов от крупнозернистых	69

3. Эндоконтактные разности щелочных сиенитов	70
4. Химическая характеристика щелочных сиенитов	75
В. Жильный комплекс щелочного массива	76
1. Кварц-полевошпатовые пегматиты	77
2. Аплитовые жилы	—
3. Полевошпатовые пегматиты	78
4. Фельдшпатовидные сиенитовые пегматиты	82
V. О происхождении интрузивных пород Мегринского района	103

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

VI. Полезные ископаемые юго-восточной части Мегринского района	114
А. Рудные полезные ископаемые	—
1. Калакарское месторождение	—
2. Мелкие проявления	116
Б. Нерудные полезные ископаемые	117
1. Месторождение вермикулита	118
2. Месторождение полевого шпата	—
3. Щелочные сиениты как алюминиевое сырье	119
Заключение	123
Литература	125



Айказ Исаакович Адамян

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
МЕГРИНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Отв. редактор С. А. МОВСЕСЯН
Редактор издательства А. Г. СЛКУНИ
Техн. редактор М. А. МИНАСЯН

Изд. 1163

Заказ 156.

Сдано в производство 11/IV—1955 г. Подписано к печати 17/VII 1955 г.
Тираж 200. Объем 8¹/₄ п. л. + 3 вкл. Уч.-изд. листов 7

Типография Издательства АН АрмССР, Ереван, ул. Абовяна, 124